

Département de géomatique appliquée
Faculté des lettres et sciences humaines
Université de Sherbrooke

**Détection de la stratigraphie en milieu de neige sèche à l'aide d'un radar à onde
continue modulé en fréquence (FMCW) de 24 GHz**

Jacob Laliberté

Mémoire présenté pour l'obtention du grade de Maître ès sciences géographiques (M.Sc.),
cheminement recherche en géomatique

Décembre 2020

© Jacob Laliberté, 2020

Identification du jury

Directeur de recherche :

Dr. Alexandre Langlois, Professeur, Département de géomatique appliquée, Faculté des lettres et sciences humaines, Université de Sherbrooke

Codirecteur de maîtrise :

Dr. Francis Gauthier, Professeur, Département de géographie, Université du Québec à Rimouski

Membre du jury externe :

Dr. Benoit Montpetit, physical scientist, Wildlife and national reserve, Environment and Climate Change Canada

Membre du jury interne :

Dr. Yacine Bouroubi, Professeur, Département de géomatique appliquée, Faculté des lettres et sciences humaines, Université de Sherbrooke

Résumé du projet

Considérant l'augmentation en popularité des activités hivernales dans l'arrière-pays, il est important de s'assurer qu'elles puissent être pratiquées en toute sécurité. Il devient alors impératif de mieux comprendre le rôle des interfaces de neige problématiques menant à des instabilités qui influencent le danger d'avalanche. La cueillette des données géophysiques de la neige en terrain avalancheux demeure toutefois restreinte due aux contraintes logistiques, temporelles et financières limitant l'accès à l'immense territoire. L'objectif de ce mémoire est donc de développer une méthode automatisée et rapide de détection des interfaces à grand contraste de propriétés nivales pouvant potentiellement mener de l'instabilité à l'aide d'un radar à onde continue modulée en fréquence (FMCW) de 24 GHz. Les vents forts, les événements de pluie-sur-neige, les événements de gel-dégel hivernaux et les longues périodes de froid de la péninsule Gaspésienne entraînent souvent la formation d'un manteau neigeux complexe intéressant pour l'étude de ces interfaces instables. Ce projet de recherche se concentre sur le développement d'une méthode empirique de détection de ces interfaces à l'aide de données in-situ recueillies dans le territoire des Chic-Chocs au Québec. Les mesures radar ont suivi deux protocoles différents : 1) acquisition de données en mode mobile pour comprendre l'interaction et la sensibilité de l'onde radar avec la neige et ainsi optimiser les paramètres de l'instrument pour d'éventuelles études de variabilité spatiales, et 2) acquisition de données en mode fixe pour évaluer le potentiel du dispositif radar à étudier la variabilité temporelle de la stratigraphie du manteau neigeux et ainsi mieux comprendre la persistance des interfaces à grands contrastes et le rôle que joue la météorologie dans leur développement. Plus spécifiquement, le principe du radar est de quantifier le contraste diélectrique entre les différentes couches de neige. En établissant un seuil sur l'amplitude radar et en connaissant la vitesse de propagation du signal dans différentes strates de neige, il est possible de corréler la profondeur des pics d'amplitude avec les interfaces potentiellement instables. Les données de comparaison *in-situ* utilisées initialement pour bien comprendre la signature du signal radar proviennent de profils de neige manuels et d'un *Snow Micro Penetrometer* (SMP). Ces données ont aussi servi à la validation des résultats et à établir la performance du dispositif radar. Lors de la validation, les mesures radar ont démontré un bon potentiel pour l'étude de la variabilité spatiale et temporelle en détectant 80% des interfaces identifiées manuellement, et ce, avec une erreur de positionnement vertical de 3 cm.

Mots-clés: radar FMCW 24 GHz, neige, stratigraphie, variabilité temporelle, variabilité spatiale, Snow Micro Penetrometer, avalanche, Chic-Chocs

Table des matières

Résumé du projet	iii
Liste des figures	vi
Liste des tableaux	viii
1 Introduction.....	2
1.1 Problématique	2
1.2 Objectifs et hypothèses	3
2 Cadre théorique	4
2.1 Types d’avalanches et mécanique.....	4
2.2 Climat gaspésien et développement d’interfaces à grands contrastes de propriétés nivales	6
2.3 Instrumentation et mesures <i>in-situ</i>	8
2.4 Radar à onde continue modulée en fréquence	9
2.4.1 Fonctionnement du radar FMCW	10
2.4.2 Coefficient de réflexion et de transmission	12
2.4.3 Description du capteur radar FMCW et de ses paramètres	13
3 Cadre expérimental	16
3.1 Sites à l’étude.....	16
3.2 Données	16
3.2.1 Radar.....	16
3.2.2 Données de validation.....	19
4 Méthodologie	20
4.1 Mesures en laboratoire	20
4.2 Collecte de données terrain.....	20
4.3 Traitement des données radar	22
4.3.1 Distance radar vers distance physique	22
4.3.2 Seuil et amplitude du signal.....	22
4.4 Comparaison des données.....	23
4.5 Classification des interfaces.....	23
5 Résultats et discussion : article à soumettre	26
1.0.Introduction	30
2.0.Study area.....	34
2.1.Chic-Chocs mountain range.....	34
2.2.North shore of the Gaspé peninsula.....	35

3.0.Data.....	36
3.1.Radar parameters and data.....	36
3.2.Validation data.....	40
4.0.Methods.....	41
4.1.Processing radar data.....	41
4.1.1.Radar distance to physical distance.....	41
4.1.2.Signal amplitude and threshold.....	42
4.2.Snow measurements and data comparison.....	42
5.0.Results	45
5.1.Mobile mode measurements.....	45
5.2.Fixed mode temporal analysis.....	49
5.3.Radar performance.....	53
6.0.Discussion.....	55
6.1.Radar performance.....	55
6.2.Factors affecting the return signal strength.....	57
6.3.Accuracy of layer detection.....	58
7.0.Conclusion.....	59
8.0.Acknowledgements	60
9.0.References	61
6 Conclusion générale.....	64
7 Références.....	66
8 Annexes.....	69
8.1 Annexe 1 – Permittivité électrique et densité de la neige.....	69
8.2 Annexe 2 –Fréquences micro-onde et indice de réfraction de la neige et la glace.....	70

Liste des figures

Figure 1 - Deux principaux types d'avalanches; A) avalanche de plaque et B) avalanche à départ ponctuel. Illustration tirée de Hübl et al., 2002	5
Figure 2 - Schémas de déclenchement d'avalanche de plaque de neige sèche par cisaillement (A) et de neige humide par lubrification (B)	5
Figure 3 - Exemple de profil de neige complet tiré du Observation guidelines and recording standards for weather, snowpack and avalanches de l'Association canadienne des avalanches	9
Figure 4 - Exemple de comparaison d'un profil radar avec un profil SMP (Marshall et al., 2008) ...	10
Figure 5 - Onde modulée en fréquence linéaire illustrant l'onde émise en rouge et l'onde reçue en vert. Δf est la différence entre la fréquence transmise et la fréquence reçue, Δt le temps de propagation de l'onde, T la période complète de balayage et B_w la largeur de bande du radar allant de la fréquence minimale à la fréquence maximale. Figure tirée de Wolff, 2018 et modifiée par Jacob Laliberté	11
Figure 6 – Réflexion et transmission entre deux milieux différents où n_1 est le premier milieu, n_2 le deuxième milieu, θ_1 l'angle d'incidence θ_2 l'angle de réfraction et θ_3 l'angle de réflexion	13
Figure 7 – Radar FMCW Sentire TM FMCW sR-1200 Series de 24-GHz fait par IMST	15
Figure 8 - Illustration schématisant la réflexion interne qui se produit dans le radar et occasionnant ainsi le décalage dans les données.....	15
Figure 9 - Carte illustrant les sites d'échantillonnages et les stations météorologiques utilisées.....	16
Figure 10 - Montage radar sur différents sites d'échantillonnages: radar orienté vers le bas à partir de la surface (A), radar orienté vers le haut à partir du sol (B) et radar orienté vers le bas accompagné du SMP (C).....	17
Figure 11 - Radar mobile combiné aux instruments géophysiques (A) et radar fixe orienté vers le haut combiné au SR50, au capteur de température et au Raspberry Pi (B)	18
Figure 12 - Montage permettant d'ajuster la hauteur du radar en laboratoire	20
Figure 13 – Photos du montage radar : orienté vers le bas sans plaque (A), orienté vers le haut avec plaque (B et C)	21
Figure 14 - Illustration des sept différents types de classification d'interface possible de retrouver dans le manteau neigeux. La courbe jaune correspond au profil d'amplitude radar, la bleu au profil SMP et la ligne rouge au seuil. Voir les descriptions de chacune dans le tableau 3.....	25
Article - Figure 1- Map, showing Avalanche Quebec forecasting areas, project sampling sites and the weather stations used for the research. The background corresponds to the topography ranging from 0 m (blue) to 1001 m (dark red).	34
Article - Figure 2 – 24-GHz radar (A) and field measurements with radar and SMP (B)	37

Article - Figure 3 - Same setup with A) radar looking-down toward the surface and B) radar looking-up from the ground.....	38
Article - Figure 4 -A) Mobile radar combined with geophysical measurements and B) fix upward-looking radar combined with SR50, temperature sensor and working with a RaspberryPi.....	39
Article - Figure 5 - MSP #1 measurements. Left panel highlights radar amplitude profiles (orange), the radar threshold for HCSIs detection (vertical red line) and SMP resistance profiles (blue). Depth of significant radar peaks (>threshold) are labeled in black and ground surface depth in red. The whole radar profile contains more data than the 90 cm shown here (400 cm total), but only the portion of the profile that correspond to the snowpack is shown here. Right panels present standard manual snow profiles: density (red line with black dots), hardness (gray line and R column), height of snow (HS), grain form (F) and grain size (E). No density was taken between 17 and 22 cm because of the melt-freeze crust.	46
Article - Figure 6 – Same as figure 5, but for A-P #3 measurements	47
Article - Figure 7 - Same as figure 5, but for Mount Albert #1 measurements.....	49
Article - Figure 8 – Vertical positioning of the main snow layers within the snowpack (radar significant peaks) in time (gray markers) for the upward-looking radar. Hourly data are plotted from December 6 th 2018 to January 26 th 2019. Red line shows the SR50 snow height (SR50 HS), orange line the air temperature at MdE (°C), purple line the Δh_s (Radar snow height-SR50 HS) and green ‘x’ the validation manual snow profiles dates. SWE (navy blue), rain (cyan) and mixed rain/snow (aqua) events are also illustrated by the reverse histogram.	50
Article - Figure 9 - December 15th 2018 MdE upward-looking radar amplitude profile (left panel) comparison with manual validation snow profile (right panel).	52
Article - Figure 10 - January 12th 2019 MdE’s fixed radar amplitude profile (left panel) comparison with manual validation snow profile (right panel).	53
Article - Figure 11 - Radar HCSI vertical positioning performance. A) Relation between the manually measured distances (x) and the radar distances (y) for the nine sampling sites. It only considers the peaks that are classified as interfaces detected by the radar and omissions with an insignificant peak. B) Relation between the manually measured HCSIs depth (x) and the difference between manual measurements and radar localisation of HCSIs current vertical position (y). Only the six downward-looking profiles are considered in this figure to analyse de relation between the radar proximity of the HCSIs and it’s vertical positioning capacity.	54
Article - Figure 12 - Radar capacity to identify HCSIs. Number of interfaces that are detected, omitted and committed for each sampling sites. The two MdE sampling sites comes from the fixed upward-looking mode.....	55
Figure 15 - Relation entre la densité de la neige sèche et sa permittivité. –Tiré de Marshal et al. 2005	69

Liste des tableaux

Tableau 1 - Influence des paramètres radar sur le signal	14
Tableau 2 – Métadonnées des sites d'échantillonnage. Voir figure 1 pour localiser les sites sur une carte.	18
Tableau 3 – Description des sept différents types de classification d'interface possible de retrouver dans le manteau neigeux. "Interface" ici correspond aux interfaces mesurées manuellement dans le profil de neige. Se référer aux lettres correspondantes de la figure 14 pour l'illustration associée à chaque description.	24
Article - Table 1 - Radar parameters influence on the signal. Pomerleau et al. (2020) also provide a more complete sensor parameters description.	37
Article - Table 2 – Radar profiles metadata. See figure 1 to localize their location on the map.....	39
Article - Table 3 - Description of the seven possible different type of snowpack interface classifications. "Interface" here correspond to manually measured snow profile interfaces.	44

Remerciements

Je veux remercier en premier lieu mon directeur de recherche, M. Alexandre Langlois pour m'avoir permis de réaliser cette maîtrise dans un domaine qui me passionne depuis longtemps et pour lequel je l'ai sollicité plusieurs fois. Je suis conscient que plusieurs étudiants attendent énormément de lui, mais il a su répondre à toutes mes questions, et ce, dans des délais extrêmement rapides. Toujours disponible pour une rencontre ou un appel conférence, ses conseils et son support ont été des éléments clés à la réussite de ce projet. Je suis aussi extrêmement reconnaissant pour son ouverture d'esprit et la confiance qu'il a eues en moi en me laissant compléter ma maîtrise à distance. J'aimerais également remercier mon co-directeur, M. Francis Gauthier qui a su apporter une vision extérieure dans le projet et une touche importante sur le point de vue littérature et statistiques. Un merci spécial aussi à M. Alain Royer, mon deuxième co-directeur non officiel pour son apport scientifique et son partage de connaissances sur la physique du radar et de la neige.

J'adresse un remerciement sincère à tous les membres du GRIMP de l'Université de Sherbrooke et du LGGRM de l'UQAR, mais plus spécialement à ceux qui m'ont aidé sur le terrain et lors de ma rédaction : Jean-Benoît Madore, Patrick Cliche, Francis Meloche, Alex Mavrovic, Geneviève Lamoureux, Julien Meloche, Paul Billecocq et Alex Blanchette.

J'aimerais aussi remercier Avalanche Québec et toute son équipe qui m'a permis de me développer en tant que technicien en avalanche au cours de mes deux hivers de stages au sein de l'équipe, ainsi que tous les autres partenaires qui ont permis la réalisation de ce projet : la SEPAQ, le Centre d'études nordiques (CEN) et Parcs Canada.

Finalement, j'aimerais remercier ma famille, mes amis et mes collègues pour m'avoir soutenu et encouragé tout au long de mon cheminement.

1 Introduction

1.1 Problématique

Chaque année, parmi les quelques 1,5 million d'avalanches potentiellement mortelles qui surviennent au Canada, 5% d'entre elles se produisent dans des zones fréquentées par l'humain, constituant ainsi l'aléa hivernal faisant le plus de victimes au pays et le deuxième plus meurtrier au Québec (Avalanche Québec, 2019; Stethem *et al.*, 2003). Bien qu'elles menacent parfois des villages ou encore des routes et chemins de fer, les personnes les plus à risques sont celles pratiquant des activités récréatives en montagne tels la motoneige (49%), le ski (34%), la randonnée (10%) et l'alpinisme (2%) (Avalanche Canada, 2017). Ces activités sont majoritairement pratiquées en montagne sur des terrains abrupts et fortement enneigés, exposant les pratiquants à d'importants dangers. En effet, les pentes recherchées lors de la pratique de ces sports sont habituellement les mêmes que celles propices aux avalanches, soit entre 30 et 45 degrés (McClung et Schaerer, 2006). Par définition, l'avalanche est le mouvement d'une importante masse de neige influencé par différents facteurs tels que la topographie, les précipitations, le vent, la température et les activités anthropiques présentes sur le territoire (Schweizer *et al.*, 2003). Pour se produire, une avalanche requiert une pente importante, une neige instable (p.ex. : présence d'une couche faible) et un élément déclencheur.

La péninsule Gaspésienne fait partie des régions avalancheuses les moins étudiées au Canada par son emplacement éloigné et son passé historique de faible fréquentation. Pourtant, le massif des Chic-Chocs compte parmi les régions les plus à risque d'avalanche dans l'Est canadien due à son terrain accidenté, ses vents forts, l'occurrence de pluie-sur-neige et ses fortes précipitations (Hétu, 2007). Il faut comprendre que dû à l'intérêt grandissant pour les activités de plein air hivernal et l'arrivée de nouvelles activités alpines, le risque d'accident et l'étendue du territoire à couvrir augmentent (Stethem *et al.*, 2003). En effet, avec une croissance d'achalandage de 741% dans le parc national de la Gaspésie entre 2001 et 2017 et l'augmentation du nombre d'accidents occasionnant des blessures et/ou la mort au cours des dernières années (Avalanche Québec, 2019), le suivi spatio-temporel de la stabilité du manteau neigeux y est maintenant essentiel pour la sécurité publique.

À ce jour, il est possible d'évaluer le danger d'avalanche à très court terme en combinant des données géophysiques du manteau neigeux et des données météorologiques (McClung et Schaerer, 2006). En ce sens, il existe déjà des outils permettant d'enregistrer et de simuler différentes variables météorologiques telles que le modèle GEM-LAM (Côté *et al.*, 2017; Environnement Canada, 2014). La cueillette de données géophysiques de la neige en terrain avalancheux demeure toutefois restreinte

étant donné les contraintes logistiques et financières limitant l'accès au territoire et la disponibilité d'instruments de recherche permettant ces mesures. Parmi ces données, la stratigraphie, c'est-à-dire la structure verticale du manteau neigeux, est considérée comme étant le facteur le plus important dans l'étude de la stabilité de la neige et du déclenchement potentiel d'avalanches de plaques (Schweizer *et al.*, 2003; Schweizer et Jamieson, 2007; Van Herwijnen et Jamieson, 2007).

L'origine des problèmes d'avalanche de plaque provient principalement des interfaces délimitant deux strates de neige à grands contrastes de densité ou de microstructure. Ces interfaces favorisent les instabilités dans le manteau neigeux et augmentent ainsi les dangers d'avalanche. Conséquemment, l'identification verticale des interfaces à grand contraste de propriétés nivales (IGC) telles que la densité, la taille de grain ou la teneur en eau est importante pour la compréhension et le suivi de la stabilité de la neige et pour la prévision d'avalanche. Parmi les méthodes existantes, les méthodes traditionnelles actuellement utilisées par les prévisionnistes demandent beaucoup de temps, de déplacements et couvrent un territoire très limité. Considérant l'augmentation de la popularité des activités hors-pistes en montagne qui occasionnent un dépassement du territoire pouvant être patrouillé et le climat spécifique des Chic-Chocs, il devient impératif et urgent de trouver des moyens rapides de recueillir l'information stratigraphique. Le potentiel de détection des IGC avec l'utilisation d'un radar à onde continue modulée en fréquence, appelé un *frequency modulated continuous wave radar* (FMCW) en anglais, représente donc une avenue intéressante pour pallier à ce problème.

1.2 Objectifs et hypothèses

Considérant l'importance du suivi stratigraphique dans un contexte de stabilité du manteau neigeux, l'objectif principal de cette étude est d'explorer le potentiel d'un radar portatif FMCW de 24 GHz à détecter les IGC, dans le but de faciliter l'identification d'instabilités en milieu de neige sèche. Il motive les trois objectifs spécifiques ci-dessous :

- 1- Comprendre les interactions radar-neige et optimiser les paramètres du radar FMCW de 24 GHz dans la neige sèche ;
- 2- Développer une méthode empirique de télédétection de la stratigraphie du manteau neigeux;
- 3- Évaluer et discuter du potentiel du radar FMCW de 24 GHz à étudier la variabilité spatiale et temporelle de ces IGC en comparant des données radar et in-situ.

Le radar FMCW qui est utilisé pour ce projet a déjà fait ses preuves pour la détection d'épaisseur de glace de lac et d'équivalent en eau de la neige (Patrick Pomerleau *et al.*, 2020). La glace de lac est

habituellement délimitée uniquement par de la neige fraîche et de l'eau liquide, soit des milieux ayant des constantes diélectriques très différentes les unes des autres, simplifiant ainsi le calcul de son épaisseur. Le principe de détection des IGC dans le manteau neigeux étant similaire, nous pouvons émettre l'hypothèse principale qu'un radar FMCW de 24 GHz devrait être en mesure de détecter certaines interfaces problématiques en conditions de neige sèche. Cependant, la limite de résolution du radar et la multitude de couches de différentes densités présentes dans le couvert nival (nouvelle neige, plaque à vent, croûtes de regel, etc.) devraient faire en sorte que les interfaces rapprochées les unes des autres seront difficiles à distinguer et que leur profondeur optique sera difficilement quantifiable avec précision. De plus, si on se fie à l'étude de Koh *et al.* (1996), il est fort probable que l'utilisation d'une bande unique de très haute fréquence limitera la distance parcourue par le radar dans la neige plus humide. Pour ces raisons, l'hypothèse secondaire est qu'il ne sera pas possible de connaître l'épaisseur des couches minces (p.ex : croûtes) et que le sol sera difficilement identifiable par le radar dans les manteaux neigeux plus épais. L'utilisation d'un radar multi bandes n'est cependant pas requise pour cette étude étant donné qu'elle se fera majoritairement dans des manteaux neigeux secs et peu profonds (< 150 cm). De plus, une fréquence de 24 GHz est plus sensible aux contrastes diélectriques permettant ainsi une identification plus détaillée des interfaces de neige comparativement aux plus basses fréquences radar tout en contribuant aux développements de connaissances pour de futures combinaisons multi-bandes.

2 Cadre théorique

2.1 Types d'avalanches et mécanique

La plupart des types d'avalanches se regroupent dans 2 principales catégories; les avalanches de plaque (avec cohésion) et les avalanches à départ ponctuel (sans cohésion) (Schweizer *et al.*, 2003) (figure 1). Ces deux types d'avalanches peuvent survenir en conditions de neige sèche ou mouillée (Stethem *et al.*, 2003). Pour ce qui est de l'avalanche à départ ponctuel, elle se définit par le déclenchement de neige non cohésive à la surface du manteau neigeux. Malgré le fait qu'elle implique uniquement la neige de surface la plupart du temps, il n'est pas rare qu'elle s'élargisse de façon triangulaire au cours de sa descente, entraînant ainsi un volume de neige plus important vers le bas de la pente (McClung et Schaerer, 2006; Stethem *et al.*, 2003). L'avalanche de plaque, au contraire, est caractérisée par une neige cohésive qui se détache en bloc pouvant donc être beaucoup plus destructive étant donné la grande masse de neige impliquée dès le départ.

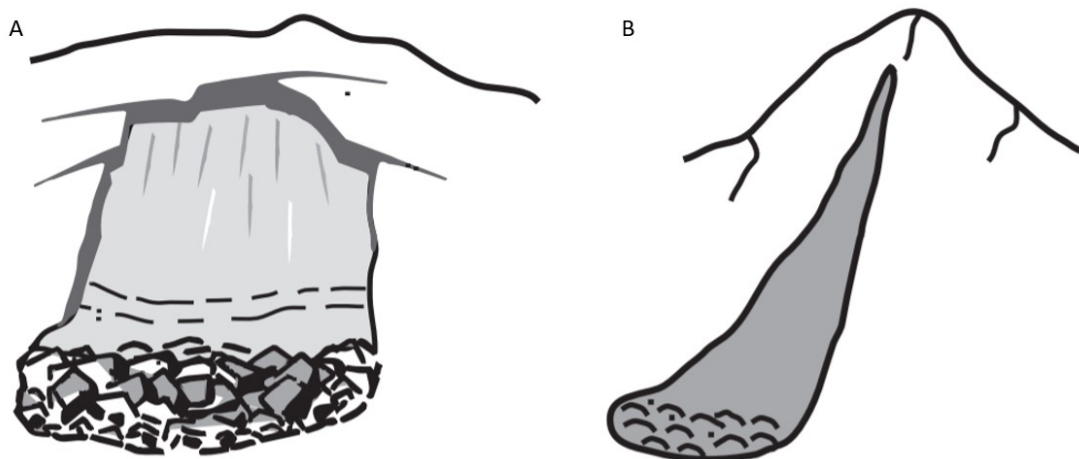


Figure 1 - Deux principaux types d'avalanches; A) avalanche de plaque et B) avalanche à départ ponctuel. Illustration tirée de Hübl et al., 2002

Dans la neige sèche, ces détachements en bloc surviennent lorsqu'une couche faible (faible densité) se développe entre un plan de glissement de plus grande densité en dessous et une couche cohésive (plaque) au-dessus. Lorsqu'une surcharge est appliquée (p.ex. : skieur, motoneige, précipitations), il arrive que cette couche faible s'affaisse et se propage, créant un cisaillement dans le manteau initiant alors le mouvement de l'avalanche (figure 2A). Lorsque la neige est mouillée, les détachements en bloc peuvent aussi être causés par une surcharge de poids dû à de nouvelles précipitations (pluie) ou à la lubrification due à la percolation de l'eau (figure 2B) (McClung et Schaerer, 2006). Peu importe l'état de la neige, la présence d'un bon plan de glissement favorise grandement le déclenchement d'avalanche.

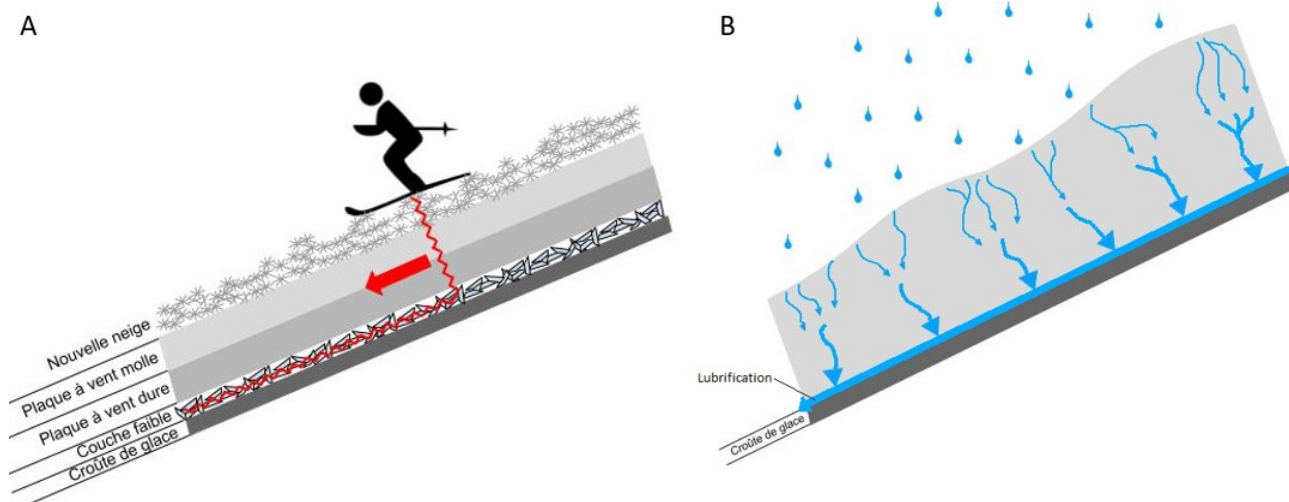


Figure 2 - Schémas de déclenchement d'avalanche de plaque de neige sèche par cisaillement (A) et de neige humide par lubrification (B)

Pour comprendre la mécanique des avalanches, il est essentiel de connaître les différents facteurs qui y contribuent tels la topographie, les conditions météorologiques (p.ex. : précipitations, vitesse des

vents, température de l'air et de surface, rayonnement solaire) et bien sûr, la stratigraphie (Schweizer et al., 2003). Ne connaissant pas l'historique exact de tous ces facteurs sur l'entièreté du territoire, la meilleure façon d'évaluer le danger avalancheux d'un versant est d'étudier sa stratigraphie. Il est alors possible d'analyser les profils verticaux de microstructure, plus spécifiquement la présence et l'emplacement vertical des couches faibles. Les grains à faible cohésion tels que les cristaux à faces planes et le givre de surface constituent la majorité des couches faibles (Jamieson and Johnston, 1992), alors que les couches à haute densité telles que les croûtes, les plaques à vent enfouies et le sol représentent les plans de glissement les plus communs pour les avalanches de plaque (Haegeli et McClung, 2007; Jamieson, 2006; Jamieson et Langevin, 2005; Jamieson et Johnston, 1992; McClung et Schaerer, 2006). Les croûtes ensevelies sont d'ailleurs parmi les couches qui demandent le plus de surveillance, puisque la migration ascendante de la vapeur d'eau sous un gradient de température fort tel qu'observable dans les Chic-Chocs favorise la formation de grains à faces planes au-dessus de telles croûtes (phénomène appelé : *near-crust faceting*, Colbeck et Jamieson, 1980). Le développement de couches faibles dans la stratigraphie est d'ailleurs considéré comme étant le facteur ayant le plus d'impact sur les avalanches de plaque (Schweizer et al., 2003). Leur superposition à de potentiels plans de glissement constitue donc un des plus grands intérêts des prévisionnistes lors de l'analyse stratigraphique. En effet, tous les autres facteurs énumérés ci-haut ne sont pas dangereux dans un contexte de stabilité du manteau neigeux s'ils ne sont pas accompagnés d'une couche faible et d'un mécanisme de déclenchement (Schweizer et al., 2003; Stethem et al., 2003). Pour ce projet, nous nous intéresserons principalement aux IGC étant donné leur forte présence dans le manteau neigeux de la péninsule Gaspésienne et leur potentiel important de déclenchement d'avalanches de plaques. Les avalanches de plaques ont plus de chance de se produire pendant ou suivant un événement météorologique significatif (tempête de neige, vents forts, températures froides, redoux, etc.) favorisant la formation de plaques de tempête, de plaques à vent ou de plaque persistantes (Haegeli *et al.*, 2010; Statham *et al.*, 2018a). Il est donc important de s'intéresser au climat gaspésien qui influence leur formation (Desaulniers, 2015; Meloche, 2019).

2.2 Climat gaspésien et développement d'interfaces à grands contrastes de propriétés nivales

À ce jour, les études nivales faites avec des radars FMCW ont été réalisées principalement en Europe, dans le nord-ouest de l'Amérique (Canada et États-Unis) et au Japon (Marshall et Koh, 2008; Okorn *et al.*, 2014). Aucune n'a cependant été réalisée sur la stratigraphie du manteau neigeux unique de la péninsule Gaspésienne située dans la province de Québec, soit à l'extrême est du Canada. Avec

plusieurs sommets de plus de 1000 m en altitude et étant entourée par l'estuaire du fleuve Saint-Laurent, la péninsule Gaspésienne combine des environnements maritimes et continentaux occasionnant un climat hybride (Hétu, 2007; Meloche, 2019). Les conditions météorologiques y sont fortement contrastées avec des températures pouvant baisser jusqu'à -30 °C et monter au-dessus du point de congélation à plusieurs reprises durant l'hiver dû à l'alternance répétée du passage de masses d'air arctiques et de masses d'air chaudes et humides (Fortin et Hétu, 2013; Gauthier *et al.*, 2017). Ces masses d'air chaudes perturbent les types de précipitations (p.ex. : pluie verglaçante, pluie), contribuant ainsi à la formation de croûtes de glace et à l'apport de chaleur dans le manteau neigeux, alors que les masses d'air arctique apportent de l'air très froid et sec favorisant entre autres la formation de grains à faces planes près des croûtes (Fortin et Hétu, 2013) et de givre de profondeur vu le fort gradient de température alors imposé au couvert nival. En plus de perturber les précipitations et le métamorphisme des grains, la rencontre de ces masses d'air qui s'opposent occasionne souvent de forts gradients thermiques laissant place à des conditions météorologiques intenses.

Considérant son climat spécifique, les couches de haute densité (principalement des plaques à vent et des croûtes de glace) y sont communes (Fortin et Hétu, 2009). La grande occurrence d'événements de pluie sur neige et de dégels hivernaux combinés au réchauffement observé aux altitudes supérieures à 500 m entraînent une augmentation de la formation de croûte, alors que les vents forts favorisent la formation de plaques à vent très denses et de plaques de tempête lorsque combinés à des accumulations rapides (Desaulniers, 2015; Gauthier *et al.*, 2017; Haegeli *et al.*, 2010; Meloche, 2019). Les plaques de tempêtes se stabilisent habituellement dans les 24-36 heures qui suivent (Haegeli *et al.*, 2010; Statham *et al.*, 2018a), mais les croûtes et les plaques à vent persistent généralement tout au long de l'hiver (Germain *et al.*, 2009), occasionnant les principaux problèmes d'avalanche de la péninsule Gaspésienne (Meloche, 2019). Ils sont tous les deux considérés comme des couches de haute densité pouvant agir comme plan de glissement, lorsqu'ensevelies et combinées à une couche faible, justifiant ainsi le fait qu'elles demandent une attention particulière lors d'analyse de stabilité du couvert nival. Le suivi de la stratigraphie du manteau neigeux sur l'entièreté du territoire est pratiquement impossible avec les moyens actuels. Il est toutefois possible de la caractériser de façon ponctuelle sur le terrain en creusant des puits à neige (*snowpits*) et en utilisant des instruments qui permettent de connaître la densité, la morphologie des grains et la résistance des différentes strates de neige du manteau, afin d'évaluer la stabilité à un endroit précis (CAA, 2016).

2.3 Instrumentation et mesures *in-situ*

Les données de neige *in-situ* (profondeur, dureté, morphologie des grains, humidité et densité) sont issues de puits à neige. Les seuls instruments nécessaires à leur cueillette sont une pelle, un thermomètre, une règle, une plaque quadrillée à grains, une loupe et un couteau à densité permettant de produire un profil de neige complet selon les normes de l'Association canadienne des avalanches (exemple de profil de neige complet figure 3) (<https://snowmetrics.com/>). Ces profils de neige ont été creusés face à la pente de la surface jusqu'au sol. Le profil de densité a été recueilli aux 5 cm avec un couteau à densité de 250cc et pesé avec une balance Pesola (± 0.5 g). Le profil de température a quant à lui été réalisé aux 10 cm avec un thermomètre Cooper DFP450W (± 1 °C). Dans un cadre de recherche, les données recueillies sont parfois plus exhaustives et peuvent comprendre plusieurs instruments technologiques supplémentaires tels que des pénétromètres électroniques permettant l'identification du positionnement vertical des couches faibles. Par exemple, le *Snow Micro Penetrometer* (SMP, Schneebeli *et al.*, 1999) et l'Avatech (<https://about.avatech.com/>) sont deux pénétromètres électroniques utilisés pour la cueillette d'information stratigraphique de la neige. Ils permettent de mesurer un profil vertical de la résistance de pénétration à travers les différentes strates de neige et en extraire la microstructure en analysant la réactivité de l'extrémité piézométrique du pénétromètre au contact de la neige (Schneebeli *et al.*, 1999). Le SMP a une résolution verticale inférieure à 0,01 cm, mais un coût d'achat très élevé et une longueur minimale de 1,2 m. L'Avatech est plus facile à transporter et moins coûteux, mais il a une précision verticale limitée entre 2 et 10 cm (Hagenmuller *et al.*, 2018). Malgré le coût élevé et la difficulté de transport du SMP et la faible précision du Avatech, l'utilisation de chacun est néanmoins pertinente dans certains contextes de prises de données *in-situ*. Il reste tout de même que leur principe de fonctionnement perturbe le manteau neigeux et nécessite une assistance humaine sur le terrain. C'est pour cette raison que le radar FMCW devient une alternative intéressante dans un contexte d'étude spatio-temporelle de la neige.

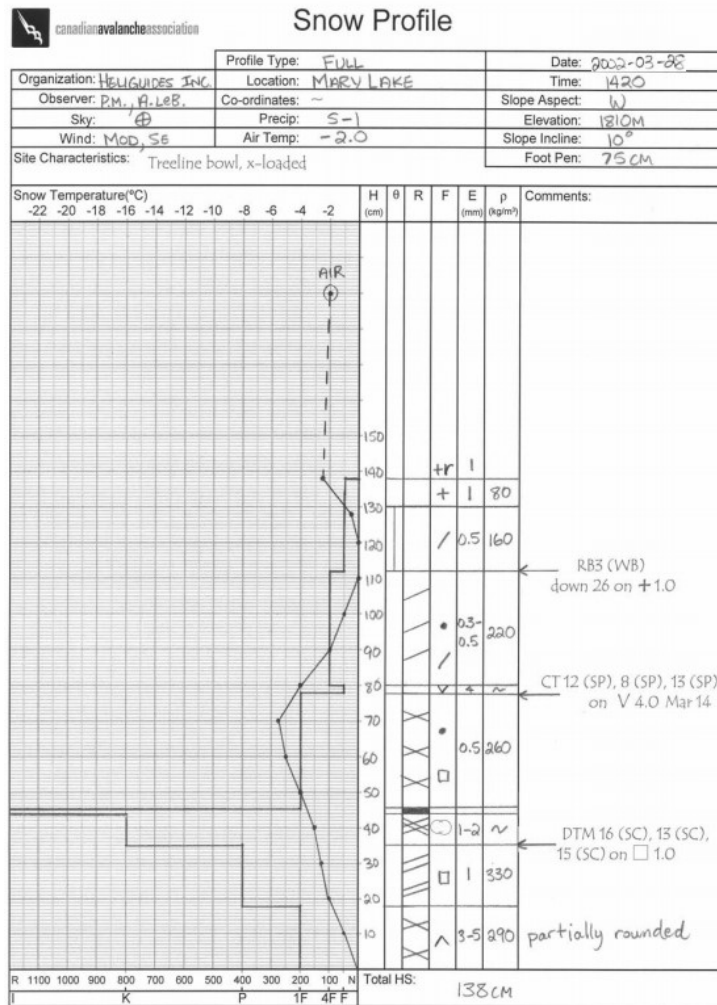


Figure 3 - Exemple de profil de neige complet tiré du Observation guidelines and recording standards for weather, snowpack and avalanches de l'Association canadienne des avalanches (CAA, 2016)

2.4 Radar à onde continue modulée en fréquence

Les radars FMCW sont reconnus pour leur capacité à étudier la neige depuis les années 1970 (Ellerbrugh et Boyne, 1980; Gubler and Hiller, 1984; Marshall et Koh, 2008). Malgré que leur utilisation ne soit pas encore répandue d'un point de vue opérationnel, ces radars représentent tout de même une avenue intéressante comme outil d'aide à la décision grâce à leur capacité à procurer une information sur la stratigraphie de la neige sur de grands territoires dans un temps limité, et ce, tout en étant indépendant de l'assistance humaine permettant le développement de méthodes d'acquisition automatique. La revue de Marshall et Koh (2008) soulève le potentiel des radars FMCW à mesurer la hauteur de neige, l'équivalent en eau de la neige (SWE) et l'information stratigraphique rapidement de manière non destructive. La figure 4 montre un exemple de comparaison d'un profil radar et d'un profil SMP. Des études ont été réalisées dans plusieurs bandes (L, C, X et K), mais considérant

l'impact de la fréquence sur la profondeur de pénétration de l'onde dans la neige, Koh *et al.* (1996) soulignent l'importance d'utiliser un radar FMCW multi-bandes. Malgré les avancées technologiques du radar FMCW dans les dernières décennies, les principaux défis demeurent : 1) l'absorption du signal dans les manteaux neigeux humides et profonds, 2) l'interprétation du signal radar-neige, 3) l'identification automatique des interfaces air-neige et neige-sol, 4) le coût élevé de ces types de capteurs et 5) la couverture de grandes régions de façon efficace (Holmgren *et al.*, 1998; Koh *et al.*, 1996; Marshall *et al.*, 2007; Patrick Pomerleau *et al.*, 2020).

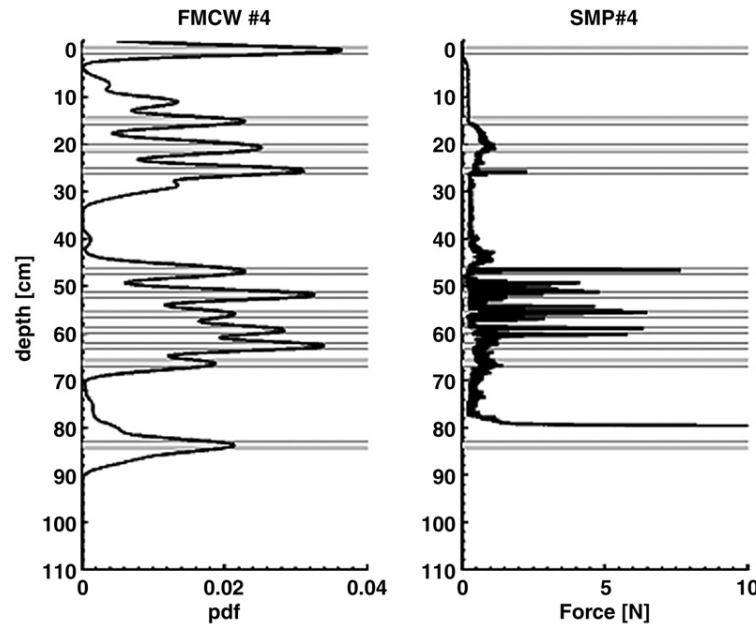


Figure 4 - Exemple de comparaison d'un profil radar avec un profil SMP (Marshall *et al.*, 2008)

2.4.1 Fonctionnement du radar FMCW

Contrairement aux radars à impulsions classiques, le radar FMCW envoie une onde continue en faisant varier sa fréquence de façon linéaire ou sinusoïdale autour de sa fréquence centrale. La modulation linéaire est la plupart du temps préférée, car elle est plus versatile et une transformée de Fourier peut facilement y être appliquée (Stove, 1992). L'onde radar émise débute à une fréquence minimale (f_{\min}) et balaye toutes les fréquences de façon linéaire jusqu'à la fréquence maximale (f_{\max}). La différence entre f_{\min} et f_{\max} correspond à la largeur de bande (B_w) du radar et le temps écoulé entre leurs deux émissions correspond à la période de balayage (T) (figure 5). Une fois transmise dans le milieu, l'onde est réfléchiée par un obstacle et revient vers l'appareil. L'antenne réceptrice mesure alors automatiquement le temps de parcours aller-retour de l'onde dans l'air (vitesse de la lumière) pour ensuite la convertir en un profil d'amplitude en fonction de la distance. Pour ce faire, les radars FMCW

ont une antenne émettrice et une antenne réceptrice leur permettant d'envoyer une onde de façon continue sans cesser de recevoir celles réfléchies (Wolff, 2018).

Étant donné que la variation de fréquence de l'onde émise est connue, il est possible de mesurer le temps entre son émission et sa réception et ainsi connaître avec précision la distance de l'objet (Stove, 1992). En envoyant une onde modulée en fréquence linéaire (figure 5), le temps de propagation de l'onde (Δt) est proportionnel à la différence entre l'onde émise et l'onde reçue (Δf). On peut voir sur la figure 5 que l'onde reçue est une réplique de l'onde transmise, mais retardée dans le temps. C'est donc en modulant la fréquence que le radar est capable d'associer l'onde émise à celle reçue et de calculer le temps de voyage.

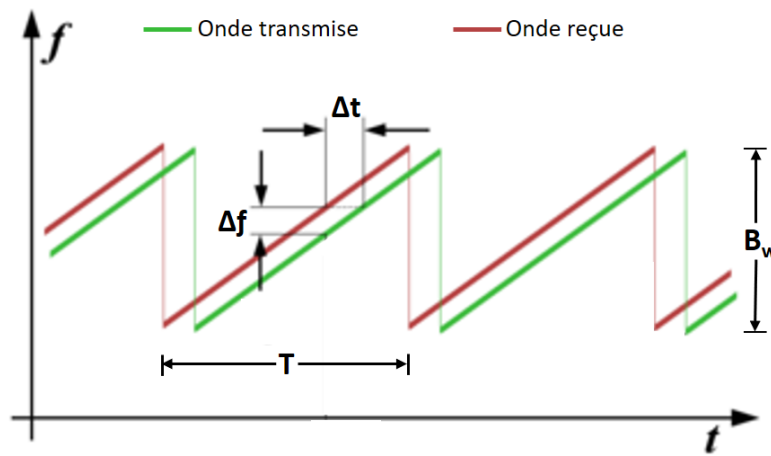


Figure 5 - Onde modulée en fréquence linéaire illustrant l'onde émise en rouge et l'onde reçue en vert. Δf est la différence entre la fréquence transmise et la fréquence reçue, Δt le temps de propagation de l'onde, T la période complète de balayage et B_w la largeur de bande du radar allant de la fréquence minimale à la fréquence maximale. Figure tirée de Wolff, 2018 et modifiée par Jacob Laliberté

Par définition, la distance radar correspond à la vitesse de propagation multipliée par le temps requis pour l'aller-retour de l'onde. Par conséquent, l'équation suivante doit être utilisée pour connaître la distance optique (distance réelle) entre le radar et l'objet :

$$D_{\text{radar}} = \frac{1}{2} v \Delta t \quad (1)$$

où D_{radar} correspond à la distance radar-objet, v la vitesse de propagation de l'onde dans son milieu et Δt le temps de propagation aller-retour en secondes. Lorsque l'onde se propage dans le vide (indice de réfraction de 1), nous pouvons considérer v comme étant égal à la vitesse de la lumière. Mais l'indice de réfraction (n) étant supérieur à 1 dans la neige et dans la glace, la vitesse de propagation de l'onde dans le couvert nival est réduite, de sorte que des modifications à l'équation 1 sont nécessaires pour la différenciation entre la distance optique et la distance radar dans la neige :

$$D_{radar (neige)} = \frac{1}{2} v_n \Delta t = \frac{1}{2} \frac{c}{\bar{n}_n} \Delta t \quad (2)$$

où c est la vitesse de la lumière dans le vide, v_n la vitesse de propagation de l'onde dans la neige et \bar{n}_n le coefficient de réfraction moyen de la neige. Il est aussi possible d'utiliser la moyenne de la constante diélectrique de la neige ($\bar{\epsilon}_n$) en remplaçant seulement \bar{n}_n de l'équation 2 par $\sqrt{\bar{\epsilon}_n}$ en conditions de neige sèche (Tiuri *et al.*, 1984). Il est donc primordial de connaître l'indice de réfraction (n_n) ou la constante diélectrique (ϵ_n) des différentes strates du manteau neigeux. Dans les micro-ondes, la constante diélectrique de la neige dépend principalement de sa densité et de son humidité (Tiuri *et al.*, 1984). Il y a d'ailleurs déjà des relations établies entre la densité de la neige sèche et la permittivité électrique (annexe 1) (Marshall, Koh, *et al.*, 2005) ainsi qu'entre la fréquence de l'onde et l'index de réfraction de la glace, de la neige sèche, humide, mouillée et liquide (annexe 2) (Sadiku, 1985).

2.4.2 Coefficient de réflexion et de transmission

Tel que mentionné auparavant, le signal radar transmis est sensible aux contrastes diélectriques causés par les changements de propriétés physiques entre les différentes couches de neige (Ellerbrugh et Boyne, 1980; Gubler et Hiller, 1984). Lorsque l'onde radar rencontre une interface stratigraphique présentant un changement de propriétés nivales (densité, dureté, humidité, type et taille de grain) significatif, c'est-à-dire un changement d'indice de réfraction entre deux milieux, une portion du signal est réfléchi, une autre est absorbée et le restant est transmis dans des strates inférieures. Dans un milieu semi-transparent comme la neige, la portion réfléchi retourne vers le radar, alors que la portion transmise continue son chemin et le même phénomène se reproduit lorsqu'elle rencontre un autre changement de propriétés significatif. D'un point de vue physique, les équations de Fresnel nous permettent de calculer le pouvoir de réflexion (R) et de transmission (T) d'une onde électromagnétique :

$$R = \left| \frac{n_1 \cos \theta_1 - n_2 \cos \theta_2}{n_1 \cos \theta_1 + n_2 \cos \theta_2} \right|^2 \quad (3)$$

$$T = \frac{2n_1 \cos \theta_1}{n_1 \cos \theta_1 + n_2 \cos \theta_2} \quad (4)$$

où n_1 est le coefficient de réfraction du premier milieu et n_2 celui du deuxième milieu (figure 6). Sachant que le radar FMCW est placé perpendiculairement à la surface ($\theta_1 = 0^\circ$), la loi de Snell-Descartes ($n_1 \sin \theta_1 = n_2 \sin \theta_2$) permet d'affirmer que l'onde transmise (θ_2) sera aussi de 0° . Avec

$\cos\theta = \cos(0^\circ) = 1$, les équations sont alors simplifiées et la perte de signal par réflexion spéculaire est diminuée:

$$R = \left| \frac{n_1 - n_2}{n_1 + n_2} \right|^2 \quad (5)$$

$$T = \frac{2n_1}{n_1 + n_2} \quad (6)$$

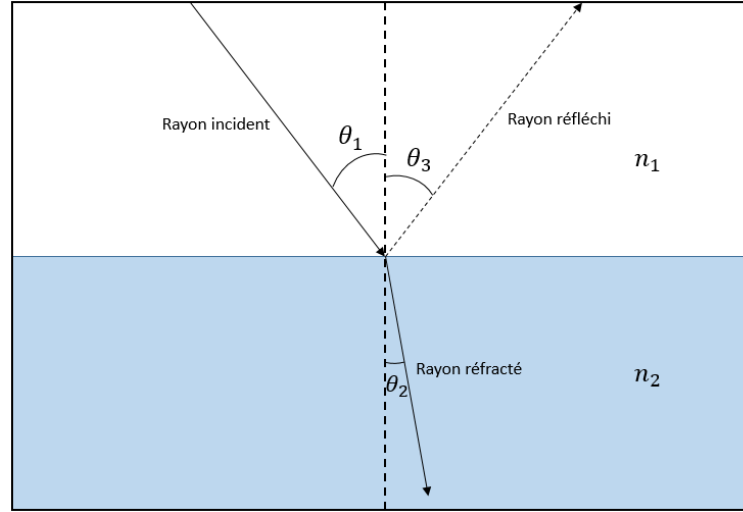


Figure 6 – Réflexion et transmission entre deux milieux différents où n_1 est le premier milieu, n_2 le deuxième milieu, θ_1 l'angle d'incidence θ_2 l'angle de réfraction et θ_3 l'angle de réflexion

La seule façon qu'il n'y ait aucune réflexion est donc de ne pas changer de milieu ($n_1 = n_2$). La portion de l'onde qui n'est pas réfléchiée ou absorbée par l'interface séparant n_1 et n_2 est transmise vers n_2 jusqu'à ce que le signal ne soit plus assez fort pour être transmis ou qu'il rencontre un objet très réfléchissant au signal radar (p.ex. : métal). En ce qui concerne la portion réfléchiée, l'antenne réceptrice du radar est en mesure d'associer la signature de l'onde de retour avec l'onde initialement envoyée afin de connaître son temps de parcours et par le fait même, sa distance parcourue. Ce retour de signal se traduit par des pics d'amplitude plus ou moins prononcés sur le profil radar. Ces pics radar occasionnés par la réflexion du signal correspondent à des contrastes diélectriques et font souvent office de plans de glissements dans les avalanches de plaques (Marshall *et al.*, 2007).

2.4.3 Description du capteur radar FMCW et de ses paramètres

Plusieurs projets de recherche sur la neige ont déjà été faits avec des capteurs en bandes L, C, X et K (Koh *et al.*, 1996; Marshall, *et al.*, 2005), mais les récentes avancées dans le domaine de l'automobile ont entraîné la conception de masse de nouveaux dispositifs radar en bande K (24 GHz) et W (77 GHz), les rendant très compacts et abordables (Patrick Pomerleau *et al.*, 2020). Le radar utilisé pour ce projet de recherche est le IMST SentireTM FMCW radar module 24-GHz sR-1200 Series (figure

7) commercialisé par la compagnie IMST (Kamp-Lintfort, Allemagne) (IMST, 2020) et a déjà été utilisé par notre équipe pour mesurer l'épaisseur de glace de lac et l'équivalent en eau de la neige (Patrick Pomerleau *et al.*, 2020). Une fréquence de 24 GHz (bande K) est plus sensible aux changements diélectriques et donc aux interfaces stratigraphiques que les radars à plus basse fréquence (Koh *et al.*, 1996). Pomerleau *et al.* (2020) font d'ailleurs une description exhaustive de son fonctionnement et de ses différents paramètres, mais un léger survol des principaux concepts et de l'influence des paramètres sur le signal est fait ici (tableau 1).

Tableau 1 - Influence des paramètres radar sur le signal

Paramètres radar	Influence sur le signal
a. Fréquences minimum et maximum	La différence entre la fréquence minimum et maximum détermine la largeur de bande du radar. Une plus grande largeur de bande améliore la résolution verticale, mais diminue la distance parcourue par l'onde. L'oscillation de fréquence de ce radar est de 23 GHz à 25.5 GHz.
b. Période de rampe (ms)	Ajuste le temps en millisecondes de la rampe descendante ou montante du radar FMCW. Elle a un impact sur l'amplitude du profil. Une plus grande durée de rampe donne de plus petites amplitudes.
c. Padding	Le <i>padding</i> permet de lisser le profile en interpolant les données entre les données échantillonnées. Un plus grand <i>padding</i> augmente le nombre d'échantillons dans le profil, mais réduit la distance parcourue par l'onde. Le <i>padding</i> et la distance maximum parcourue par l'onde influencent directement la <i>bin</i> (mm), correspondant à la distance entre deux échantillons consécutifs.
d. Canaux	Le radar a 2 antennes. Chaque antenne a 1 canal de transmission (Tx) et 2 canaux de réception (Rx). Les canaux de réception mesurent le signal de retour en phase (I) et en quadrature (Q). Les canaux I1/Q1 appartiennent à la première antenne réceptrice, alors que I2/Q2 appartiennent à la deuxième (4 canaux au total).

Le radar de 24 GHz d'IMST a été originalement conçu pour être fixé sur des drones, des robots ou des véhicules industriels pour la prévention de collision et la mesure de distance. Conséquemment, il est versatile, abordable, étanche, compact (9,8cm x 8,7cm x 4,3cm), léger (280g) et requiert une faible alimentation électrique (4.5 W) (IMST, 2020). Ces caractéristiques physiques le rendent facilement utilisable sur une station fixe pour un suivi temporel tout en étant facilement transportable pour des mesures spatialisées à ski ou en motoneige. Son prix peut aussi permettre l'utilisation simultanée de plusieurs radars distribués sur le territoire. Son champ de vision de 65° en azimut et de 24° en élévation permet d'avoir une bonne vue d'ensemble sur l'aire d'échantillonnage. Le courant provient

d'une batterie de 12V et la communication se fait via une connexion Ethernet. L'appareil a une fréquence centrale de 24 GHz et une largeur de bande de 2.5 GHz. Sa résolution verticale (δd) est dépendante de la largeur de bande (B_w) et la vitesse de propagation (v) :

$$\delta d = \frac{v}{2B_w} = \frac{c/n}{2B_w} \quad (7)$$

Ici, v correspond à la vitesse de l'onde dans son milieu, qui peut être traduit par la vitesse de la lumière dans le vide (c) divisée par l'indice de réfraction du milieu où l'onde se propage (n) (p.ex. : la neige). En fonction de sa largeur de bande de 2.5 GHz et de l'indice de réfraction moyen variant entre 1.016 dans la neige sèche et 1.5 dans la neige mouillée (Sadiku, 1985), sa résolution verticale théorique se trouve entre 4 et 5.9 cm dépendamment des conditions de neige.



Figure 7 – Radar FMCW SentireTM FMCW sR-1200 Series de 24-GHz fait par IMST

La dernière caractéristique à mentionner est que le boîtier de plastique dans lequel le dispositif radar se trouve a pour effet de produire une première réflexion à l'intérieur même du radar (figure 8) et ainsi occasionner un décalage (« offset ») sur le profil radar. Les réflexions internes du boîtier font donc en sorte qu'il y a toujours un pic d'amplitude qui se dessine au même endroit en début de profil. Le sommet de ce pic est propre à chacun des dispositifs radars et doit être considéré comme étant le point initial du profil (0 cm).

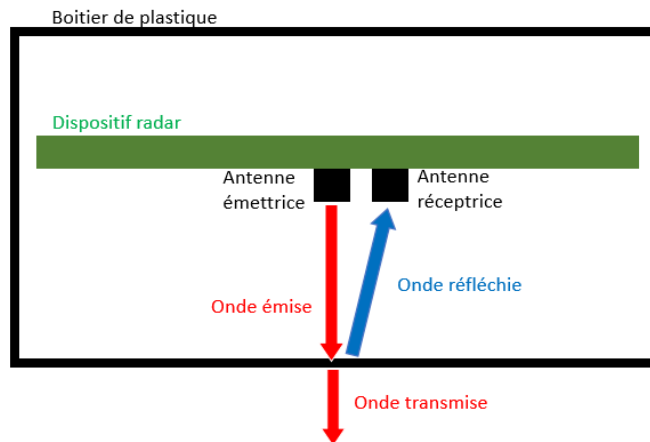


Figure 8 - Illustration schématisant la réflexion interne qui se produit dans le radar et occasionnant ainsi le décalage dans les données.

3 Cadre expérimental

3.1 Sites à l'étude

Les données ont été collectées durant 2 saisons consécutives (2018 et 2019) sur la péninsule Gaspésienne située dans la portion nord-est de la chaîne de montagnes des Appalaches, soit à l'est du Québec. Le site d'étude comprend deux zones : 1) la rive nord de la péninsule Gaspésienne avec ses trois sites d'échantillonnages (Manche d'Épée (MdE), Anse-Pleureuse (A-P) et Mont-Saint-Pierre (MSP)), et 2) le massif des Chic-Chocs avec le mont Albert (Mt.Albert), le mont Hogs Back (HB) et le mont Lyall (Mt.Lyall) (figure 9). Les zones de prévision sont illustrées par les encadrés rouges, les sites d'échantillonnages par les astérisques noirs et les stations météorologiques par les triangles rouges.

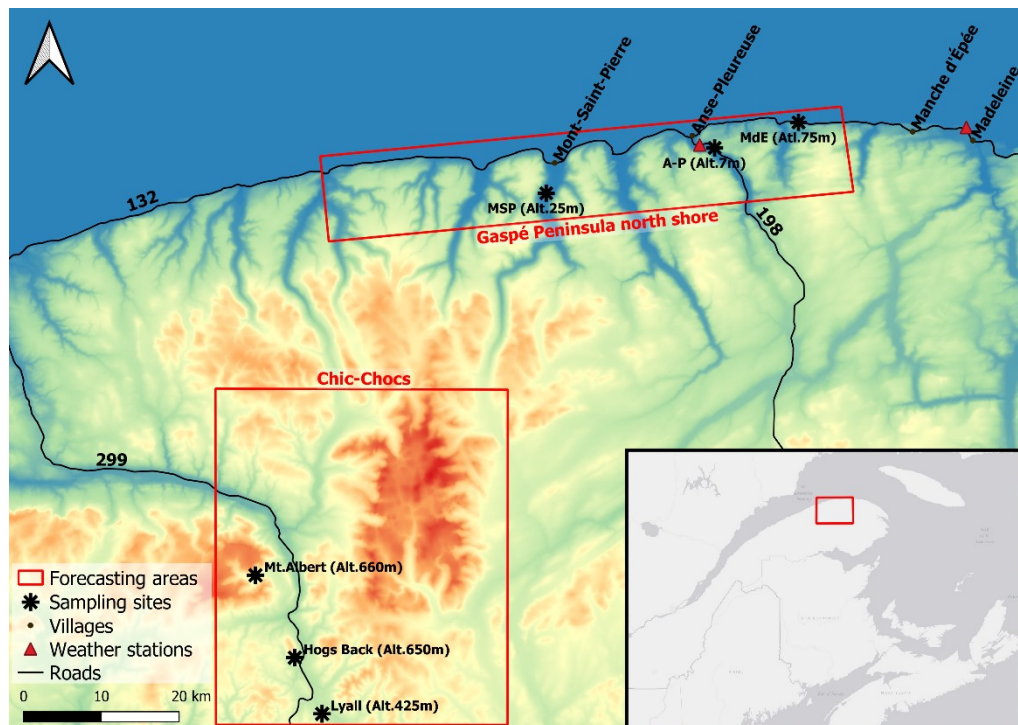


Figure 9 - Carte illustrant les sites d'échantillonnages et les stations météorologiques utilisées

3.2 Données

3.2.1 Radar

Les paramètres radar utilisés pour ce projet de recherche sont : une largeur de bande de 2.5 GHz (fréquence minimum de 23 GHz et maximum de 25.5 GHz), une période de rampe de 1 ms, un *padding* de 8 et l'utilisation complète des 4 canaux. Deux méthodes de mesures ont été priorisées pour ce projet : 1) acquisition en mode mobile où des mesures sont faites par un utilisateur à ski sur un grand

territoire (figure 10A, 10B, 10C et 11A), et 2) acquisition en mode fixe, où le radar est enseveli sous la neige et orienté vers le haut (figure 11B). La majorité des données mobiles ont été acquises durant le premier hiver dans le but de déterminer le potentiel de détection des IGC. Les sites d'échantillonnages sélectionnés incluaient des IGC et étaient exempts de perturbations externes (p.ex. : traces de ski, roches, arbres, balles de neige, etc.). Pour chaque emplacement où des profils radar ont été faits, toutes les données in-situ devaient être recueillies exactement au même endroit afin de pouvoir les comparer dans la validation et comprendre le comportement du signal dans les différents contextes diélectriques de la neige.



Figure 10 - Montage radar sur différents sites d'échantillonnages: radar orienté vers le bas à partir de la surface (A), radar orienté vers le haut à partir du sol (B) et radar orienté vers le bas accompagné du SMP (C)

Les radars à haute fréquence sont très sensibles aux contrastes diélectriques (Marshall *et al.*, 2008), ce qui est bénéfique pour la détection de couches fines, mais désavantageux en milieu humide. Considérant que la partie supérieure du manteau neigeux s'humidifie toujours avant les couches inférieures (Techel et Pielmeier, 2011), l'idée d'un radar disposé au sol et orienté vers le haut devient alors une avenue intéressante pour caractériser la stratigraphie tout au long de la saison. Les travaux terrain du deuxième hiver ont été concentrés sur des mesures fixes où un radar orienté vers le haut a été enseveli sous la neige à MdE. L'installation était complètement automatisée par un Raspberry Pi servant à la fois d'horloge, de lecteur de programme et d'enregistreur de données. Il était connecté au radar FMCW, à un capteur de température, à un capteur de hauteur de neige ultrason (Campbell Scientific®, Emonton, Canada SRAT50) et à une batterie de 115 Ah reliée à un panneau solaire pour assurer son autonomie (figure 11B). Des mesures horaires étaient enregistrées quotidiennement, permettant de suivre la formation et l'évolution verticale des IGC. Des visites régulières ont été faites dans le but de collecter des données géophysiques pour la validation et le développement de la méthode.

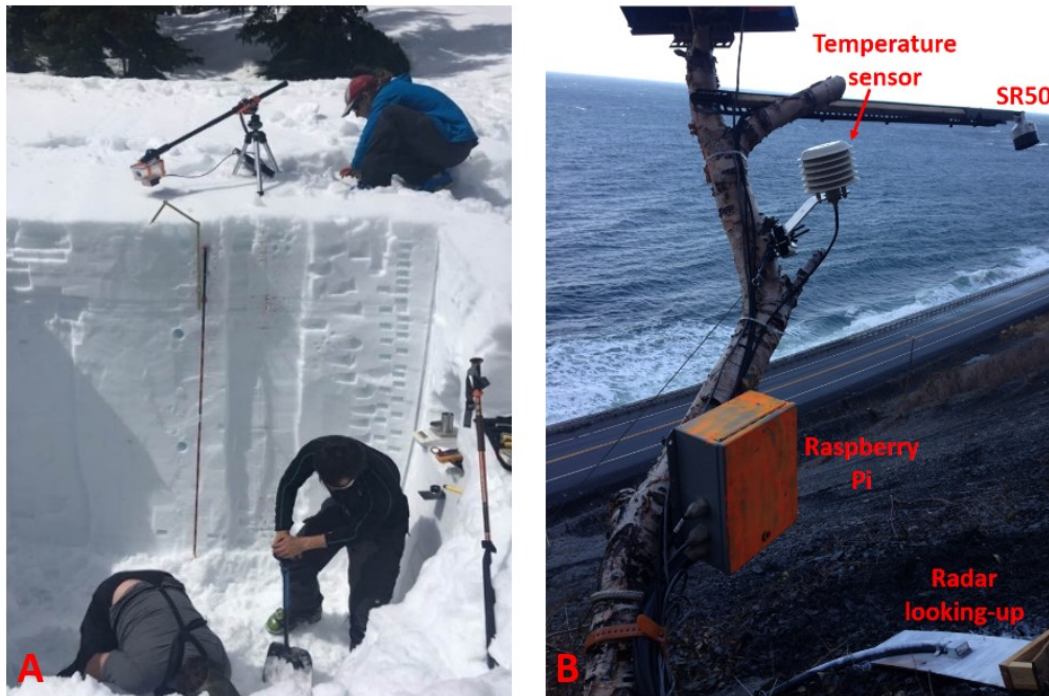


Figure 11 - Radar mobile combiné aux instruments géophysiques (A) et radar fixe orienté vers le haut combiné au SR50, au capteur de température et au Raspberry Pi (B)

Des profils radar mobiles ont aussi été collectés sur onze différents sites d'échantillonnage. Parmi ces sites, huit ont bénéficié d'un déploiement complet des instruments de mesure (tableau 2).

Tableau 2 – Métadonnées des sites d'échantillonnage. Voir figure 9 pour localiser les sites sur une carte.

Sites d'étude	Sites d'échantillonnage	Hiver	Instruments	Mobile/Fix
Chic-Chocs	Mt. Albert #1	2019	Complet	Mobile
	Mt. Albert #2	2019	Complet	Mobile
	Mt.Lyall	2018	Profil de neige + radar	Mobile
	Hogs Back	2018	Complet	Mobile
Rive nord de la péninsule Gaspésienne	Mont-Saint-Pierre #1	2018	Complet	Mobile
	Mont-Saint-Pierre #2	2018	Complet	Mobile
	Mont-Saint-Pierre #3	2018	Profil de neige + radar	Mobile
	Anse-Pleureuse #1	2018	Complet	Mobile
	Anse-Pleureuse #2	2018	Complet	Mobile
	Anse-Pleureuse #3	2019	Complet	Mobile
	Manche d'Épée	2019	Profil de neige + radar	Fix

Des mesures ont été faites en alternance avec le radar orienté vers le haut et vers le bas sur de mêmes sites pour comparer les différentes méthodes. La combinaison de deux radars regardant dans des orientations opposées sur un même site pourrait aussi être faite. Ce type de montage est cependant plus pertinent dans des manteaux neigeux plus épais (>150 cm), où un seul radar de 24 GHz pourrait être incapable de pénétrer à travers le manteau entier. Étant donné la difficulté à associer les pics

d'amplitude radar à leurs interfaces respectives sur le terrain (surface, sol, croûte, etc.), les deux configurations ont été réalisées en utilisant une plaque de métal placée à des profondeurs verticales stratégiques du manteau neigeux afin d'accentuer leurs échos. Les mesures faites avec la plaque réfléchissante ont aidé à développer la méthode de détection des IGC qui est maintenant indépendante de celle-ci.

3.2.2 Données de validation

Des puits à neige ont été creusés à même le manteau neigeux et suivent le protocole de l'*Observation Guidelines and Recording Standards for weather, snowpack and avalanches* (OGRS). Les mesures décrites dans l'OGRS comprennent des mesures de température aux 10 cm, une analyse stratigraphique complète (profondeur, dureté, morphologie des grains (forme et taille), humidité et densité de chacune des couches) ainsi que des tests de stabilité du manteau (test de compression et de colonne étendue) (CAA, 2016). Dans la neige sèche, la densité de la neige est très étroitement liée à sa constante diélectrique (Tiuri *et al.*, 1984) et donc à son indice de réfraction. Des mesures de densité sont donc faites minutieusement tous les 5 cm à l'aide d'un couteau à densité de 250 cc. Certaines mesures ne sont cependant pas toujours possibles à effectuer dû à la difficulté d'échantillonner des croûtes très dures et/ou des couches minces. L'index de dureté de la neige qui est enregistré manuellement sur une échelle de *fist* « F » à *ice* « I » devient donc une alternative intéressante considérant sa relation avec la densité (Geldsetzer and Jamieson, 2000). Sa rapidité et son efficacité d'échantillonnage permettent ainsi de pallier à l'impossibilité de mesurer la densité de certaines strates.

Les données issues de ces puits à neige correspondent aux données traditionnelles utilisées dans un contexte opérationnel par les prévisionnistes en avalanche. Le SMP utilisé pour cette étude avait une longueur de 1,6 m et pouvait exercer une force maximale de 40 newtons. La résolution verticale de 0,004 mm avec une résolution de force de 0,01 newton permettent une précision suffisante pour dériver l'index de stabilité du manteau neigeux et caractériser la microstructure de la neige (Calonne *et al.*, 2019; Hagenmuller *et al.*, 2018; Proksch *et al.*, 2015). Le diamètre de 5 mm de son capteur piézométrique permet d'échantillonner de très petite surface, ce qui peut être limitant si un nombre insuffisant de profil est recueilli.

4 Méthodologie

4.1 Mesures en laboratoire

Des tests radar ont d'abord été réalisés en laboratoire avant de le déployer sur le terrain dans le but de se familiariser avec l'analyse des données et de bien comprendre l'interaction du signal radar en lien avec ses différents paramètres. Pour chaque unité radar utilisée, des profils ont été faits à différentes hauteurs au-dessus d'une dalle de béton (surface très réfléchissante au signal radar) (figure 12). La distance calculée par le radar a donc été comparée à la hauteur réelle mesurée en laboratoire. Ces tests ont permis de bien comprendre le rôle de chacun des paramètres du radar en lien avec la différence des indices de réfraction de la neige et de l'air. Ils ont aussi permis de réaliser l'existence du décalage mentionné à la section 2.4.3. Le montage illustré à la figure 12 a permis de calculer la valeur de décalage respective pour chacun des radars. Pour chaque profil radar, cette valeur de décalage établie en laboratoire doit donc être soustraite à l'ensemble du jeu de données. Un manquement à cette étape occasionnerait des résultats de valeurs supérieures aux distances réelles.

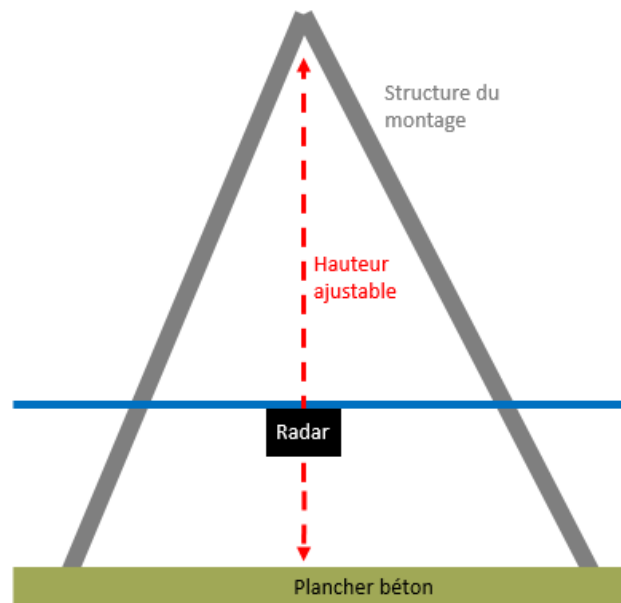


Figure 12 - Montage permettant d'ajuster la hauteur du radar en laboratoire

4.2 Collecte de données terrain

Des données radars mobiles et *in-situ* ont aussi été prises sur le terrain au cours du premier hiver. L'emplacement des sites d'études n'était cependant pas d'une très grande importance étant donné que l'objectif était surtout de recueillir le plus de données possible avec le radar et les autres instruments de validation dans le but de déterminer si un tel dispositif était en mesure de bien distinguer les IGC. Nous nous sommes ainsi basés sur le niveau de concordance entre les données de validation (profils

stratigraphiques et SMP) et les profils radar pour l'évaluation du potentiel de celui-ci à détecter les IGC. Ces données radars mobiles ont été prises à skis un peu partout sur le territoire autant sur la rive nord de la péninsule Gaspésienne que dans le massif des Chic-Chocs. Certaines mesures ont été prises avec le radar orienté vers le bas (figure 13A) et d'autres orientées vers le haut (radar enseveli sous la neige à l'interface sol-neige) (figure 13B). Cette façon de faire a permis de s'assurer d'avoir la totalité du manteau, mais aussi de développer deux méthodes différentes. Les expérimentations vers le haut ont aussi permis de valider la pertinence d'un montage radar fixe. En mode mobile, certaines prises de mesures ont été faites avec une plaque de métal (figure 13B et 13C) et d'autres sans plaque. L'onde radar étant très sensible à la plaque de métal, son emplacement est facilement identifiable sur le profil radar. Pour cette raison, en l'insérant dans le manteau neigeux à une profondeur stratégique, il devenait facile d'associer cette profondeur réelle sur le terrain à la profondeur radar sur le profil. C'est donc de cette façon que l'interaction signal-neige a pu être étudiée.



Figure 13 – Photos du montage radar : orienté vers le bas sans plaque (A), orienté vers le haut avec plaque (B et C)

Dans un premier temps, un profil radar sans plaque était pris à un endroit stratégique autour du puits à neige (le plus près du profil stratigraphique possible). Cet endroit devait être exempt de tout objet pouvant interférer avec le signal. Par la suite, la plaque de métal était insérée sous le radar à différentes profondeurs dans le manteau neigeux. Elle pouvait être mise directement au sol ou à la surface pour valider la capacité du radar à bien distinguer les interfaces neige-sol et air-neige, ou directement au-dessus ou en dessous d'une interface problématique pour valider sa capacité à distinguer une panoplie de croûtes, plaques à vent, couches faibles et autres IGC. Si l'emplacement du pic d'amplitude radar de l'interface visée était aussi facilement identifiable avec et sans plaque et qu'elle se trouvait à la même distance dans les deux cas, alors nous savions qu'elle était bien perçue par le radar.

4.3 Traitement des données radar

4.3.1 Distance radar vers distance physique

Tel que démontré par l'équation 2, la distance physique approximative dans la neige entre le radar et la cible (i.e interface stratigraphique), ($D_{radar (neige)}$) peut être calculée en divisant $D_{radar (air)}$ par \bar{n}_n . Quant à lui, \bar{n}_n peut être approximé par :

$$\bar{n}_n = \frac{HS_{radar}}{HS_{réel}} \quad (8)$$

où, HS_{radar} est la hauteur de neige calculée par le radar et $HS_{réel}$ la hauteur de neige calculée manuellement sur le terrain. Le terme HS_{radar} se traduit par le calcul de la distance entre le signal radar de surface (interface air-neige) et le signal radar du sol (interface neige-sol) sur le profil radar brut. Le signal de surface est considéré comme étant le pic d'amplitude significatif le plus près de la hauteur du radar au-dessus de la neige (H_{air}) et le signal du sol est le pic d'amplitude significatif contenu dans l'intervalle de la zone de recherche :

$$\text{Zone de recherche} = [HS_{réel} * n_{neige \min}, HS_{réel} * n_{neige \max}] \quad (9)$$

où $n_{neige \min}$ est l'index de réfraction de la neige sèche et $n_{neige \max}$ l'index de réfraction de la neige mouillée (voir section 2.4.3). Lorsqu'aucun ou plusieurs pics significatifs existe dans la zone de recherche, on doit utiliser le pic le plus proche de $HS_{réel} * \bar{n}_{régional}$ où $\bar{n}_{régional}$ est l'indice de réfraction moyen de la neige dans la région.

4.3.2 Seuil et amplitude du signal

Le radar permet de détecter le contraste diélectrique en enregistrant le rapport de puissance (dBm) entre le signal émis et celui retourné en relation avec la distance parcourue (mm). Les contrastes diélectriques sont présents aux interfaces air-neige, neige-sol et neige-neige lorsque les propriétés nivales y sont suffisamment contrastées, ce qui permet la détection de la structure verticale du manteau neigeux. Le radar FMCW utilisé pour ce projet de recherche est composé de 2 antennes, tous deux mesurant le signal de retour en phase et en quadrature (tableau 1d). Le signal résultant des quatre canaux (P_{I1}, P_{I2}, P_{Q1} et P_{Q2}) provenant de ces 2 antennes doit ensuite être converti en amplitude (A) (équation 10) à l'aide d'une fonction logarithmique (équation 11), puis en amplitude moyenne (\bar{A}) (équation 12) afin de réduire le bruit et ainsi pouvoir tracer le profil d'amplitude radar.

$$A_i = \sqrt{I_i^2 + Q_i^2} \quad (10)$$

$$I = 2^{21} * 10^{P_I/20} \quad \text{et} \quad Q = 2^{21} * 10^{P_Q/20} \quad (11)$$

$$\bar{A} = \frac{A_1 + A_2}{2} \quad (12)$$

Plus le contraste diélectrique entre les couches de neige est important, plus l'amplitude radar est grande. C'est pourquoi les interfaces présentant de forts contrastes de propriétés produisent de bons résultats, alors que celles présentant des contrastes moins marqués sont parfois plus problématiques (Marshall *et al.*, 2008). Empiriquement, le seuil d'amplitude pour la détection des IGC est déterminé par l'amplitude moyenne du profil (Patrick Pomerleau *et al.*, 2020). Les pics se trouvant au-dessus du seuil (i.e. valeur de l'amplitude de la couche analysée supérieure à la moyenne d'amplitude du profil au complet) sont classés comme étant des IGC.

4.4 Comparaison des données

La comparaison des données in-situ (profil stratigraphique complet et profil SMP) avec celles recueillies par le radar au même moment sur un même site d'étude a permis de développer et valider la méthode de détection. L'habileté du SMP à caractériser la microstructure de la neige à haute résolution verticale a déjà été démontrée par Calonne *et al.*, (2019), King *et al.*, (2020) et Proksch *et al.*, (2015). Ces mesures ont donc pu être aisément utilisées pour de telles comparaisons. L'absence de mesures SMP pour certains sites (non-disponibilité de l'instrument) et ses profils parfois incomplets dus à sa limitation en longueur (1.2 à 1.6 m) et à la protection contre la surcharge de son capteur nous ont obligés à les utiliser uniquement comme données secondaires en appui aux données stratigraphiques manuelles. Quoiqu'il en soit, une plus grande quantité de profils SMP aurait été nécessaire si nous avions voulu l'utiliser comme donnée primaire. Pour ces raisons, les comparaisons radar ont été principalement basées sur la densité et l'index de dureté (R) provenant des profils de neige manuels étant donné leur étroite relation avec la constante diélectrique de la neige. Les interfaces qui n'étaient pas détectées par le radar étaient classées comme étant des omissions et les signaux radar au-dessus du seuil d'amplitude qui n'avait aucune interface correspondante parmi les données de validation étaient classés comme des commissions.

4.5 Classification des interfaces

Dans le but de déterminer la capacité du radar à identifier les IGC, sept différents types de classification d'interfaces (a à g) ont été établis (tableau 3 et figure 14). Considérant la résolution maximale du radar de 5.9 cm, tous les IGC se trouvant à moins de 6 cm d'un pic radar ont été associés

à ce pic et classifiés comme « détectée par le radar » (type a). Cependant, si plus d'une interface était observée à l'intérieur de la zone tampon de 6 cm, celle avec l'indice de dureté le plus contrasté était considérée comme détectée et celle avec le plus faible contraste était enregistrée comme une « omission due à la résolution radar » (type b). Par ailleurs, si une interface stratigraphique du profil de neige manuel n'avait pas de pic radar correspondant, il était enregistré comme une « omission » (type c), sauf si un pic avec une amplitude sous le seuil semblait correspondre à cette interface, où il était alors enregistré comme « détecté, mais considéré comme non significatif » (type d). Les interface qui aurait dû être vue comme un pic significatif dû à un grand contraste d'index de dureté lorsque pris du haut vers le bas, mais qui ont été omises ou considérées comme non significatives dû à une stratigraphie rapprochée restreignant sa capacité de détection lorsque pris vers le haut (spécialement dans les interfaces de croûtes laminées) étaient classifié comme des « omissions dues au radar orienté vers le haut » (type e). Finalement, si aucune interface n'existait près du pic radar (faux positif), le pic était enregistré comme une « commission » (type f), sauf s'il y avait présence d'un pic SMP ou d'un pic de densité, il était alors classifié comme une « commission avec présence d'un pic SMP et/ou un pic de densité » (type g).

Tableau 3 – Description des sept différents types de classification d'interface possible de retrouver dans le manteau neigeux. "Interface" ici correspond aux interfaces mesurées manuellement dans le profil de neige. Se référer aux lettres correspondantes de la figure 14 pour l'illustration associée à chaque description.

Types de classification d'interface du manteau neigeux	Description
a. Détectée par le radar	Interfaces se trouvant à moins de 6 cm d'un pic radar
b. Omission due à la résolution radar	Interface ayant le plus faible contraste d'indice de dureté entre deux interfaces situées à moins de 6 cm d'un pic significatif (celui avec le plus grand contraste est détecté)
c. Omission	Interface sans aucun pic radar correspondant
d. Détectée, mais considéré comme non significatif	Interface localisée à moins de 6 cm du pic radar et dont l'amplitude est sous le seuil
e. Omission due au radar orienté vers le haut	Interface qui aurait dû être vue comme un pic significatif dû à un grand contraste d'index de dureté lorsque pris du haut vers le bas, mais qui ont été omises ou considérées comme non significatives dû à une stratigraphie rapprochée restreignant sa capacité de détection, lorsque pris vers le haut (spécialement dans les interfaces de croûtes laminées)
f. Commission	Pic radar sans aucune interface à moins de 6 cm
g. Commission avec présence d'un pic SMP et/ou un pic de densité	Pic radar sans aucune interface à moins de 6 cm, mais où il y a présence d'un pic SMP ou d'un pic de densité.

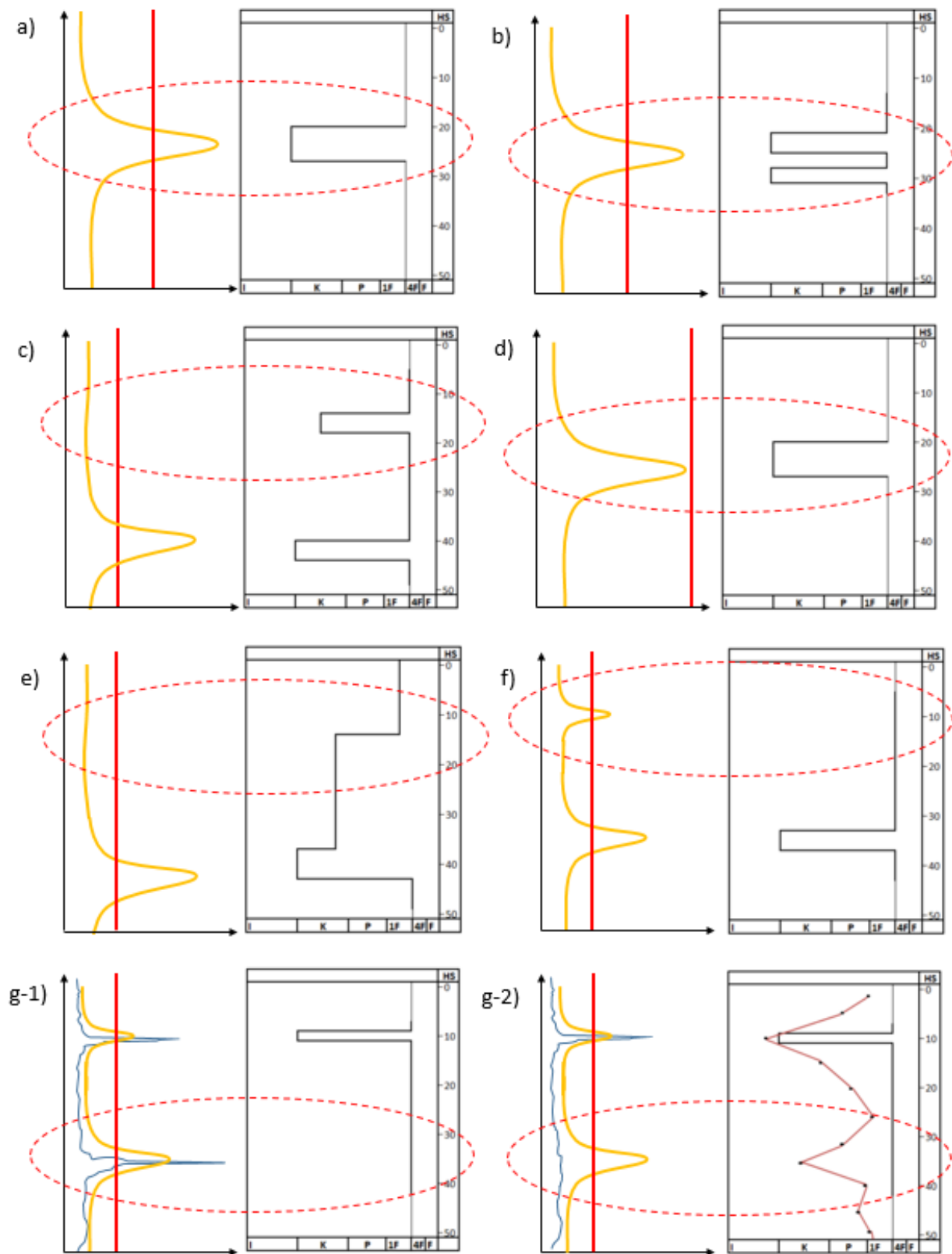


Figure 14 - Illustration des sept différents types de classification d'interface possible de retrouver dans le manteau neigeux. Le profil d'amplitude radar est tracé en jaune, le profil SMP en bleu et le seuil en rouge. Voir les descriptions de chacune dans le tableau 3.

5 Résultats et discussion : article à soumettre

L'article présenté n'a pas encore été soumis à aucune revue pour ce dépôt initial du mémoire, mais sera soumis au cours des prochains mois. Il est présenté de façon intégrale, et ce seulement en anglais.

L'article a été écrit en collaboration étroite avec les auteurs cités : Alexandre Langlois, Alain Royer, Jean-Benoît Madore et Francis Gauthier.

Il est à préciser que la numérotation des lignes, des sections, des figures, des tableaux et des équations est indépendante au reste du mémoire.

Résumé en français de l'article

Considérant l'augmentation en popularité des activités hivernales dans l'arrière-pays, il est important de s'assurer qu'elles puissent être pratiquées en toute sécurité. Il devient alors impératif de mieux comprendre le rôle des interfaces de neige problématiques menant à des instabilités qui influencent le danger d'avalanche. La cueillette des données géophysiques de la neige en terrain avalancheux demeure toutefois restreinte due aux contraintes logistiques, temporelles et financières limitant l'accès à l'immense territoire. L'objectif de ce mémoire est donc de développer une méthode automatisée et rapide de détection des interfaces à grand contraste de propriétés nivales pouvant potentiellement mener à de l'instabilité à l'aide d'un radar à onde continue modulée en fréquence (FMCW) de 24 GHz. Les vents forts, les événements de pluie-sur-neige, les événements de gel-dégel hivernaux et les longues périodes de froid de la péninsule Gaspésienne entraînent souvent la formation d'un manteau neigeux complexe intéressant pour l'étude de ces interfaces instables. Ce projet de recherche se concentre sur le développement d'une méthode empirique de détection de ces interfaces à l'aide de données in-situ recueillies dans le territoire des Chic-Chocs au Québec. Les mesures radar ont suivi deux protocoles différents : 1) acquisition de données en mode mobile pour comprendre l'interaction et la sensibilité de l'onde radar avec la neige et ainsi optimiser les paramètres de l'instrument pour d'éventuelles études de variabilité spatiales, et 2) acquisition de données en mode fixe pour évaluer le potentiel du dispositif radar à étudier la variabilité temporelle de la stratigraphie du manteau neigeux et ainsi mieux comprendre la persistance des interfaces à grands contrastes et le rôle que joue la météorologie dans leur développement. Plus spécifiquement, le principe du radar est de quantifier le contraste diélectrique entre les différentes couches de neige où le contraste est proportionnel à l'amplitude du signal. En établissant un seuil sur l'amplitude radar et en connaissant la vitesse de propagation du signal dans différentes strates de neige, il est possible de corréler la profondeur des pics d'amplitude avec les interfaces potentiellement instables. Les données de comparaison *in-situ* utilisées initialement pour bien comprendre la signature du signal radar proviennent de profils de neige manuels et d'un *Snow Micro Penetrometer* (SMP). Ces données ont aussi servi à la validation des résultats et à établir la performance du dispositif radar. Lors de la validation, les mesures radar ont démontré un bon potentiel pour l'étude de la variabilité spatiale et temporelle en détectant 80% des interfaces identifiées manuellement, et ce, avec une erreur de positionnement vertical de 3 cm.

**Retrieving dry snow stratigraphy using a versatile low-cost frequency modulated
continuous wave (FMCW) K-band radar**

Laliberté, J.^{1,2}, Langlois, A.^{1,2}, Royer, A.^{1,2}, Madore, J-B^{1,2}, Gauthier, F³

¹ Centre d'Applications et de Recherches en Télédétection, Université de Sherbrooke, Québec,
Canada

² Centre d'Études Nordiques, Québec, Canada

³ Laboratoire de géomorphologie et de gestion des risques en montagne, Université du Québec
à Rimouski

Prepared for publication in Physical Geography

* Corresponding author:

Jacob Laliberté, MSc.
Centre d'Applications et de Recherches en Télédétection (CARTEL)
Département de Géomatique Appliquée
Université de Sherbrooke
Sherbrooke, Québec, J1K 2R1
Office # A4-280
Tel.: 819-821-8000 ext.: 65690
Jacob.Laliberte@Usherbrooke.ca

Abstract

Considering the increased popularity for backcountry mountain recreation activities, problematic snowpack interfaces are currently of great interest given their impact on snow stability. As such, the identification of horizontal and vertical locations of the interfaces is essential for avalanche forecasting. The Gaspé Peninsula specific climate (strong winds, rain-on-snow events, winter thaw and prolonged very cold temperatures) often leads to a complex snowpack development making it an interesting location for snow interfaces studies. The goal of this research is to develop an automated method to detect and assess contrasted snow interfaces (i.e. contrasted layers) using a 24 GHz Frequency Modulated Continuous Wave (FMCW) portable radar. This paper focuses on the methodology development, based on different *in-situ* configurations and comparing the radar amplitude signals with *in-situ* snow geophysical measurements, including Snow Micro Penetrometer. Radar measurements have been done following two different protocols: 1) mobile radar looking-up and down in order to understand the radar-snow wave interactions and optimize its parameters for spatial variability assessment of contrasted snow layers and 2) fixed radar mounted on a tripod looking down to evaluate its potential to study snow stratigraphy temporal variability in one fixed location. Radar measurements showed good potential for spatial and temporal variability studies and also good agreement with compared validation data with 80% of manually identified interfaces detection and a vertical positioning error of 3 cm.

Keywords: 24 GHz FMCW radar, snow, stratigraphy, temporal and spatial snow variability, Snow Micro Penetrometer, avalanche, Chic-Chocs

1.0.Introduction

Each year, among the 1.5 million potential dangerous avalanches occurring in Canada, 5% occur in human frequented zones, making avalanche the second deadliest geohazard in the province of Québec (Eastern Canada) (Avalanche Québec, 2019) and the deadliest in the country during winter (Stethem *et al.*, 2003). Snow stratigraphy is considered the most important factor controlling snowpack stability in dry snow conditions (i.e. dry slab avalanches) (Schweizer *et al.*, 2003; Schweizer and Jamieson, 2007; Van Herwijnen and Jamieson, 2007) highlighting the importance of collecting snow geophysical data in avalanche terrain. However, despite an increased popularity of mountain recreation activities in backcountry areas, snow geophysical data collection remains scarce owing to the logistical and financial constraints in accessing frequented areas.

Dry slab avalanches are more likely to occur during or after significant meteorological events (snow storms, strong winds, cold air temperatures, winter thaw events, etc.), offering favorable conditions for storm slabs, wind slabs or persistent slabs formation (Haegeli *et al.*, 2010; Statham *et al.*, 2018a). Persistent slabs tend to occur when a weak layer (low density) develops between a cohesive layer (slab) above and a smooth sliding surface (high density) underneath (Hétu and Germain, 2008; Jamieson and Langevin, 2005). Poorly-cohesive grains such as faceted crystals and surface hoar are found in most common weak layers (Jamieson and Johnston, 1992), while high-density layers (HDL) such as crusts, buried wind slabs and ground represent the most common bed surfaces for slab avalanches (Haegeli and McClung, 2007; Jamieson, 2006; Jamieson and Langevin, 2005; Jamieson and Johnston, 1992; McClung and Schaerer, 2006). Dry slab avalanche problems come from highly contrasted snow interfaces (HCSI) (i.e snow layers with highly different properties such as density and microstructure)

between adjacent layers promoting instabilities in the snowpack, which in turn increases the chances for an avalanche to occur. Consequently, the identification of HCSIs vertical locations is critical for avalanche forecasting and snow stability comprehension. However, their monitoring remains quite difficult with current technologies. Traditional methods currently used by forecasters for operational purposes are time consuming and cover a very limited portion of the territory compared to the rather large avalanche terrain that needs to be monitored. Therefore, there is an urgent need for efficient HCSIs detection.

Technological tools such as electronic penetrometers have been developed to support forecasting decision making in targeting weak layers vertical location however they are cost-prohibitive and/or practically impossible to transport in complex terrain. For example, the snow micro penetrometer (SMP) and Avatech are both electronic penetrometers used to gather snow stratigraphy information. The SMP has a vertical resolution smaller than 0.01 cm, but it is expensive and the smallest version available is 1.2 meters long (Schneebeli *et al.*, 1999). The Avatech is easier to carry and more affordable but has a limited vertical accuracy of 2 to 10 cm (Hagenmuller *et al.*, 2018). Moreover, they both need human assistance on the field so that temporal and continuous monitoring is not possible. Portable frequency modulated continuous wave radars (FMCW) thus represent an interesting avenue in support of decision making by assessing snow stratigraphy over a greater number of sites in a limited time, while being independent of any user and deployable for automatic acquisitions (Marshall and Koh, 2008). Its transmitted signal is sensitive to dielectric contrasts caused by changes in physical properties between the different snow layers (Ellerbruch and Boyne, 1980; Gubler and Hiller, 1984). When the radar wave meets a significant change in density, hardness, grain size or grain type at a snow stratigraphic interface, a portion of the signal is reflected along with an amplitude peak in the

radar profile because of the discontinuous dielectric properties. Those peaks hence correspond to HCSIs and are often observed at sliding layers in slab avalanches (Marshall *et al.*, 2007). Marshall and Koh (2008) provided an overview of various studies made on snow using FMCW radar since the late 1970's. They highlighted the high potential for gathering snow height (HS), snow water equivalent (SWE) and stratigraphic information quickly in a non-destructive fashion. Several studies have been conducted in different microwave frequencies (L, C, X and K band), but Koh *et al.* (1996) highlighted the importance of using multiband FMCW radar given the impact of the frequency on the wave penetration depth in different types of snow. Despite the improvements in FMCW devices over the last few decades, challenges remain with regards to: 1) signal absorption in wet and deep snowpacks, 2) radar-snow signal interpretation, 3) automatic association of the air-snow and snow-ground interfaces peaks; and 4) efficient large area coverage (Holmgren *et al.*, 1998; Koh *et al.*, 1996; Marshall *et al.*, 2007).

As of now, FMCW radar snow studies have been conducted mainly in Europe, Western America (United States and Canada) and Japan (Marshall and Koh, 2008; Okorn *et al.*, 2014). However, none of them has been conducted in Eastern Canada working specifically on snow stratigraphy of a very unique mountainous maritime climate. The Gaspé Peninsula (Eastern Canada) strong winds, rain-on-snow events, winter thaw and prolonged very cold temperatures often leads to a complex snowpack development making it an interesting location for stratigraphy studies. Given its specific climatology, HDL (mainly wind slabs and crust) are very common in the Peninsula (Fortin and Hétu, 2009). Furthermore, the high occurrence of rain-on-snow events and winter thaws lead to enhanced crust formation, while very strong winds promote the formation of dense wind slabs and also storm slabs when combined to rapid accumulations (Gauthier *et al.*, 2017; Meloche, 2019). Between these warm periods, arctic air masses bring

very cold dry air promoting near-crust faceting (Fortin and Hétu, 2013). Storm slabs usually tend to stabilize within 24-36 hours (Haegeli *et al.*, 2010; Statham *et al.*, 2018b), but crusts and hard wind slabs generally persist throughout a winter season (Germain *et al.*, 2009), representing the most common avalanche problem on the Gaspé Peninsula. They are both considered HDLs that can fulfil the role of avalanche bed surfaces when buried and combined to weak layers, which ensure their particular attention needs.

Recent advances in FMCW radar have resulted in promising devices that need to be tested. Considering the importance of stratigraphy monitoring, the main goal of this study is to develop an automated HCSIs vertical detection algorithm using a low-cost portable K-band FMCW radar. The specific objectives of this paper are thus to 1) understand the 24-GHz FMCW radar-snow wave interactions in dry shallow snowpacks and optimize its parameters (i.e ramp time, padding, channels selection and bandwidth), 2) develop an empirical method for detecting HCSIs remotely using the FMCW radar and 3) evaluate the 24 GHz FMCW radar potential to study spatial and temporal HCSIs variability using radar observations and in-situ data. The use of multiband radar was not required given that the study has been conducted in dry shallow (< 150cm) snowpacks. Moreover, the 24-GHz frequency being more sensitive to dielectric contrast than lower frequency radars, it allows a detailed snowpack interfaces identifications while contributing to the FMCW radar multiband combinations improvement. This research focuses on the Gaspé Peninsula results because it is one of the least studied avalanche region in Canada owing to its remote location, while being one of the riskiest for avalanches to occur in Eastern Canada with its rough terrain, intense winds and high snow precipitations (Hétu, 2007).

2.0. Study area

Data were collected over two winter seasons (2018 and 2019) at two different study areas in the Gaspé Peninsula (Eastern Québec). The Gaspé Peninsula is located on the North East portion of the Appalachian Mountains. The region is home of Avalanche Québec; the only avalanche forecasting center of the country located East of the Canadian Rockies. The study areas selected for this research are thus the same as the Avalanche Québec forecasting domain (fig. 1). With many of its summits above 1000 m in altitude and being surrounded by the St-Lawrence river estuary, the Gaspé Peninsula combines maritime and continental environments, leading to a transitional snow-climate (Hétu, 2007; Meloche, 2019).

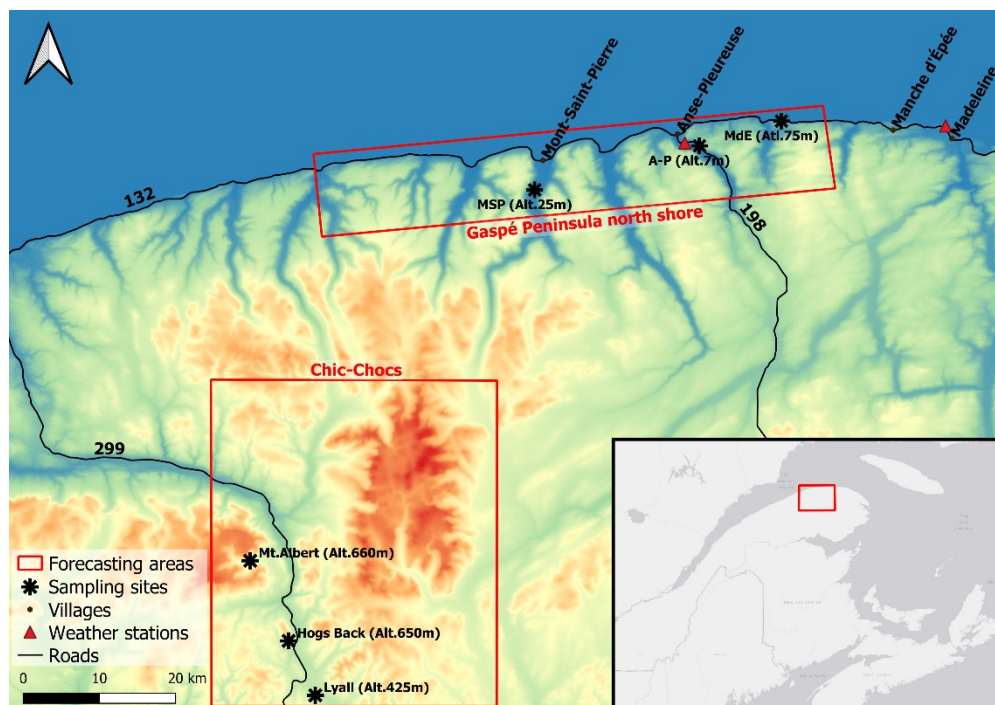


Figure 1- Map, showing Avalanche Québec forecasting areas, project sampling sites and the weather stations used for the research. The background corresponds to the topography ranging from 0 m (blue) to 1001 m (dark red).

2.1. Chic-Chocs mountain range

More specifically, the Chic-Chocs range is located in the heart of the Gaspé Peninsula (fig. 1). With a mean annual temperature of 0 °C, annual precipitations of 1660 mm (40% snow) and the

high maritime influence, its climate is characterized by contrasted weather patterns leading to frequent rain-on-snow events (Germain *et al.*, 2009). Sampling sites in this area were located at Mt.Albert, Mt.Lyall and Mt.Hogs Back. Mt.Albert has the thickest snowpack and the highest wind exposure, resulting in high-density windslabs. The Mt.Lyall sampling site had stronger crust development with shallower snowpacks considering its lower altitude while Mt.Hogs Back was somewhat between the two other sites in terms of wind exposure and snowpack thickness. Both Mt.Albert and Mt.Hogs Back sampling sites slopes are facing SE with a 26° incline and a rocky terrain, while Mt.Lyall is in a valley bottom with a soft soil.

2.2. North shore of the Gaspé peninsula

Regarding the north shore of the Gaspé Peninsula, with a mean annual temperature of 3.6 °C, and annual precipitations of 800 mm (35% snow), its climate is defined as cold continental with a high maritime influence, orographic precipitations, intense snow storms and extreme winds (Fortin *et al.*, 2011; Gauthier *et al.*, 2017). Sampling sites for this area are located at Mount-Saint-Pierre (MSP), Anse-Pleureuse (AP) and Manche d'Épée (MdE) just next to the 132 and 198 provincial roads. MSP and AP sampling sites are both on flat terrains located few kilometers from the St.Lawrence River while MdE is characterized by a semi-vegetated north facing short scree slope of 38°. AP and MdE have high wind exposure resulting in extremely spatially variable snowpack conditions, while MSP is more protected by the surrounding trees and thus present a more uniform snowpack. With generally less snow precipitations and higher mean annual temperature, the north shore shallow snowpack tends to have more ice layers and thus promote more faceting (Meloche, 2019).

3.0. Data

3.1. Radar parameters and data

The radar used for this study is the commercial IMST SentireTM FMCW radar module 24-GHz sR-1200 Series (fig. 2A) provided by the IMST company and has already been principally used by our team for SWE and ice thickness measurements (P Pomerleau *et al.*, 2020). It has been originally designed to be mounted on unmanned-aerial-vehicles (UAVs), robots or industrial vehicles for collision avoidance or distance measurements. Consequently, it is versatile, inexpensive (under US\$1000), waterproof, compact (9,8cm x 8,7cm x 4,3cm), lightweight (280g) and has low-power requirements. These physical characteristics make the device easy to bury under snow or mount on towers for fixed and continuous measurements while being easily transportable for spatially distributed measurements. Its price also facilitates the future possibility of multiple fixed radar utilization on the field (P Pomerleau *et al.*, 2020) to follow the HCSIs temporal evolution. Its field of view of 65° in azimuth and 24° in elevation allow a good overview of the sampling areas. The power is supplied with a 12 V battery and the communication is established via an Ethernet connexion. The device has been used in a mobile mode to study its capacity to identify HCSIs and also in a fixed mode to study the potential in monitoring their temporal evolution. The central frequency is at 24-GHz, with a 2.5 GHz bandwidth and a vertical resolution (δd) given by:

$$\delta d = \frac{v}{2B} = \frac{c/n}{2B} \quad (1)$$

which highlights the bandwidth (B) and the wave propagation speed (v) dependence. In our case, v corresponds to the speed of light in a vacuum (c) divided by the propagation media's refractive index (n) (i.e snow) (P Pomerleau *et al.*, 2020). According to its 2.5 GHz bandwidth and the average snow refractive index varying from 1.016 in dry snow to 1.5 in wet snow

(Sadiku, 1985), its theoretical vertical resolution is calculated between 4 and 5.9 cm depending on snow conditions.



Figure 2 – 24-GHz radar (A) and field measurements with radar and SMP (B)

Initial radar measurements were conducted in our laboratory at the Université de Sherbrooke in a controlled environment in order to understand the radar signal behaviour under different parameters (table 1) and configuration setups. The optimized parameters established for this research were thus a 2.5 GHz bandwidth (minimum and maximum frequencies of 23 GHz and 25.5 GHz), a 1ms ramp time, a padding of 8 and a complete use of the 4 channels.

Table 1 - Radar parameters influence on the signal. Pomerleau et al. (2020) also provide a more complete sensor parameters description.

Radar parameters	Influence on the signal
a. Start and stop frequency	Difference between start and stop frequency sets the radar bandwidth. Bigger bandwidth improves the resolution but also decrease the travel distance. This radar oscillation frequency range is from 23 GHz to 25.5 GHz.
b. Ramp time (ms)	Adjusts the time in milliseconds of a FMCW up or down-ramp. It has an impact on the profile amplitude where bigger ramp time leads to smaller amplitudes.
c. Padding	Padding allows profile smoothing by interpolating data between registered samples. A larger padding value increases the number of samples in the profiles but reduces the travel distance. The padding and the maximum distance traveled by the wave directly influences the bin size (mm), which is the distance between two consecutive samples.
d. Channels	The radar has 2 antennas. Both antennas have 1 transmitter channel (Tx) and 2 receiver channels (Rx). Each receiver measures the return signal in-phase (I) and in quadrature (Q). I1/Q1 channels belong to the first receiver antenna and I2/Q2 belong to the second receiver antenna (4 channels total).

As mentioned above, two measurement modes were prioritized: 1) mobile where measurements are carried over larger areas by a user on skis (fig. 2B, fig. 3A, 3B and fig. 4A) and 2) fixed and buried under snow looking up (fig. 4B). Majority of the mobile mode data were obtained during the first winter season (2018) in order to determine the potential in detecting HCSIs. The chosen sampling sites included HCSIs and were free of external disturbance (ski tracks, trees, rocks, snow balling, etc.). For each location where radar profiles were conducted, all the geophysical data needed to be taken at the exact same location so they can be compared for validation.



Figure 3- Same setup with A) radar looking-down toward the surface and B) radar looking-up from the ground

High-frequency radars do have the advantage of being very sensitive to dielectric contrasts, but they are also very sensitive to humidity. Considering that the upper part of the snowpack always dampens before deeper layers (Techel and Pielmeier, 2011), the idea of a buried radar looking upward becomes an interesting avenue to characterize stratigraphy throughout the season. The 2019 field season focused on fixed measurements where an upward-looking radar was buried at MdE. The installation was completely automated, running on a Raspberry Pi serving as the real time clock, the program reader and the data logger. It was connected to a fixed FMCW radar looking up, a temperature sensor, an ultrasound snow depth sensor (Campbell Scientific®, Emonton, Canada SR50) (one meter above the radar on the slope) and a 115 Ah battery linked to a solar panel to ensure its complete autonomy (fig. 4B). Hourly measurements were recorded,

resulting in twenty-four daily profiles, allowing the monitoring of HCSIs both presence and vertical location. Regular visits were conducted to collect geophysical data for validation and algorithm development purposes.

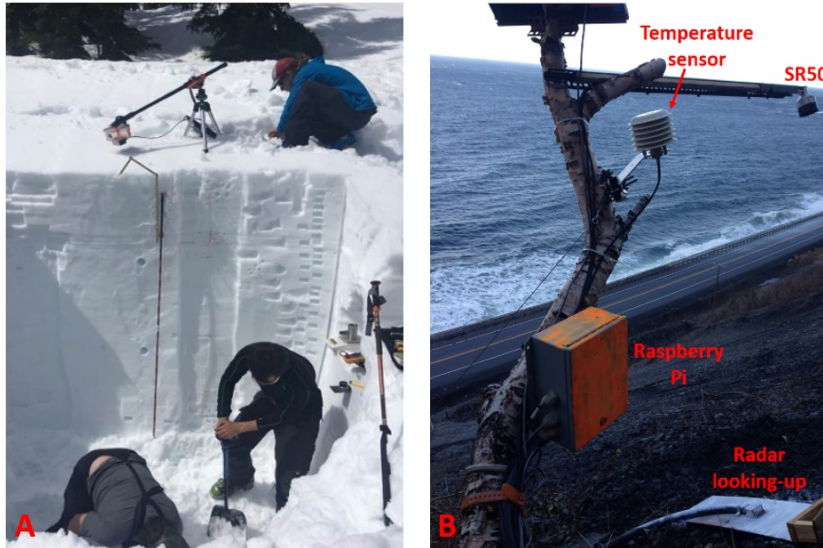


Figure 4 -A) Mobile radar combined with geophysical measurements and B) fix upward-looking radar combined with SR50, temperature sensor and working with a RaspberryPi.

Radar profiles have been collected on eleven different sampling sites. Among those sites, eight have benefitted a full deployment of our snow instruments (full snowpit, SMP and radar) (table 2).

Table 2 – Radar profiles metadata. See figure 1 to localize their location on the map

Study areas	Sampling sites	Winter	Instruments	Mobile/Fix
Chic-Chocs	Mt. Albert #1	2019	Full	Mobile
	Mt. Albert #2	2019	Full	Mobile
	Mt.Lyall	2018	Snow profile + radar	Mobile
	Mt.Hogs Back	2018	Full	Mobile
North shore of the Gaspé Peninsula	Mont-Saint-Pierre #1	2018	Full	Mobile
	Mont-Saint-Pierre #2	2018	Full	Mobile
	Mont-Saint-Pierre #3	2018	Snow profile + radar	Mobile
	Anse-Pleureuse #1	2018	Full	Mobile
	Anse-Pleureuse #2	2018	Full	Mobile
	Anse-Pleureuse #3	2019	Full	Mobile
	Manche d'Épée	2019	Snow profile + radar	Fix

Measurements made with the radar looking up and down at the same locations have been made in order to compare the different methods. Both orientation setups can also be combined by

having both downward-looking and upward-looking radars. However, that kind of “sandwich setup” is more relevant in thicker snowpacks ($> 1.5\text{m}$), where a single 24-GHz radar may not be able to penetrate through the whole snowpack. Given the difficulty associating radar amplitude peaks to their respective interfaces on the field (surface, ground, crust, etc.), both orientation methods have been conducted using a reflective metal plate placed at strategic known vertical locations in the snowpack to sharpen their echoes. Measurements with the reflective plate have helped developing the HCSIs retrieving method that is now independent from the plate presence.

3.2. Validation data

Snow geophysical data are collected in accordance with the *Observation Guidelines and Recording Standards for weather and avalanches* (OGRS). Measurements described in the OGRS include: temperature at a vertical increment of 10 cm and a detailed stratigraphic analysis (depth, hardness, grain forms, grain sizes, humidity and density of each layers) (CAA, 2016). Hardness is recorded on a six level scale (fist (F), four fingers (4F), one finger (1F), pencil (P), knife (K) and ice (I)) and density measurements were made with a 250 cc cutter at 5 cm increments. Those manual snow profiles represent the traditional collected data used by avalanche forecasters in an operational context. However, in a research framework, data collected are more exhaustive and include in our case: hardness profiles using the Snow Micro Penetrometer (SMP) as shown on fig. 2B. The SMP is an electronic penetrometer with a maximum diameter of 5 mm providing snow layers penetration resistance measurements. Its sensor’s resolution is of 0.004 mm vertically with a force resolution of 0.01N, providing data accuracy that can be used to derive snowpack stability index and characterize snow microstructure (Calonne *et al.*, 2019; Hagenmuller *et al.*, 2018; Proksch *et al.*, 2015).

4.0. Methods

4.1. Processing radar data

4.1.1. Radar distance to physical distance

The distance given by the radar is calculated with:

$$D_{radar (air)} = \frac{1}{2} v_a * \Delta t \quad (2)$$

where $D_{radar (air)}$ is the radar-target distance in air, v_a the electromagnetic wave propagation velocity in air and Δt the two-way travel time (Marshall, Koh, *et al.*, 2005). However, the electromagnetic wave propagation velocity depends on the medium's refractive index in which it travels (i.e. a higher refraction index inducing a slower propagation). In order to account for the slower wave velocity in snow, we need to substitute v_a by:

$$v_s = \frac{v_a}{\sqrt{\bar{\epsilon}_s}} = \frac{c}{\bar{n}_s} \quad (3)$$

where c is the speed of light in air, $\bar{\epsilon}_s$ is the mean dielectric constant of the snowpack and \bar{n}_s its mean refractive index (P Pomerleau *et al.*, 2020). The approximate radar-target physical distance in snow ($D_{radar (snow)}$) can then be calculated by dividing $D_{radar (air)}$ by \bar{n}_s :

$$D_{radar (snow)} = \frac{1}{2} v_s * \Delta t = \frac{1}{2} * \frac{c}{\bar{n}_s} * \Delta t = \frac{D_{radar (air)}}{\bar{n}_s} \quad (4)$$

We can approximate the average snow refractive index with $\bar{n}_s = \frac{HS_{radar}}{HS_{real}}$, where HS_{radar} is the height of snow calculated with the radar and HS_{real} is the height of snow measured manually on the field. HS_{radar} is found by calculating the distance between the surface signal (air-snow interface) and the ground signal (snow-ground interface) on the raw radar profile. Surface signal is considered to be the closest significant peak to radar height above snow and ground signal is the significant peak contained in the search zone interval:

$$\text{Search zone interval} = HS_{real} * [n_{s \min}, n_{s \max}] \quad (5)$$

where $n_{s\ min}$ is the dry snow refractive index and $n_{s\ max}$ the wet snow refractive index (see radar parameters and data section). When multiple or no significant peak exists in the search zone interval, the closest peak to $HS_{real} * \bar{n}_{area}$ is taken, where \bar{n}_{area} is the studied area average snow refractive index.

4.1.2. Signal amplitude and threshold

The radar allows dielectric contrast detection by registering power ratio (dBm) between the emitted and the returned signal in relation to the travel distance (mm). Dielectric contrasts are present at air-snow, snow-ground and at snow-snow interfaces when snow properties are highly contrasted, permitting snowpack's vertical structure detection. The FMCW radar used for this research is composed of two antennas, both measuring the return signal in-phase and in quadrature (see table 1d). The four channels output signal (P_{I1}, P_{I2}, P_{Q1} and P_{Q2}) thus needed to be converted from dBm to amplitude (A) for both antennas (i =1 and 2) and then used to calculate their average amplitude to reduce the noise:

$$I = 2^{21} * 10^{P_I/20} \quad \text{and} \quad Q = 2^{21} * 10^{P_Q/20} \quad (6)$$

$$A_i = \sqrt{I_i^2 + Q_i^2} \quad (7)$$

$$\bar{A} = \frac{A_1 + A_2}{2} \quad (8)$$

The larger the dielectric contrast, the stronger the amplitude; which is the basis behind HCSIs detection. Empirically, the amplitude threshold for HCSIs detection is determined by the average amplitude of the whole profile (P Pomerleau *et al.*, 2020) for which peaks above threshold (i.e. above amplitude average) are identified as HCSIs.

4.2. Snow measurements and data comparison

In order to empirically develop a remote HCSIs detection method, radar profiles needed to be compared with manual snow profiles and SMP measurements that were collected within the

radar field of view. The ability of the SMP to characterize high resolution snow microstructure has already been demonstrated (Calonne *et al.*, 2019; King *et al.*, 2020; Proksch *et al.*, 2015) making it a valuable data for comparison with radar profiles. However, in our study, the SMP was only used in addition to the manual snow profile considering the spatial variability of stratigraphy within the radar field of view combined with occasional incomplete profile measurements due to sensor tip protection (i.e. overload on crusts) and instrument length limitations. Seldom absence of SMP measurement (i.e non-availability) also restrained its usage as a secondary comparison data. This said, main radar comparisons were based on manual snow profiles that allows snow state horizontal variability influencing the radar signal. Considering the linear relationship between snow density and hardness index, snow hardness (R) was used as the snow profile main reference because density measurement is sometimes missing due to problems sampling hard crusts and/or thin layers (Geldsetzer and Jamieson, 2000). Increasing snow hardness variations when taken avalanche-wisely from the surface (looking-down) are considered as the interfaces that should be detected by the radar. Interfaces that were not detected were classified as omissions and significant radar signals that had no corresponding validation data interfaces (hardness, density or SMP) were classified as commissions.

For the purpose of determining the radar capacity to identify the HCSIs, seven different possible type of snowpack interface classifications were established (table 3). Given the highest vertical resolution of the radar at 5.9 cm, any HCSIs located within 6 cm was associated to the peak and classified as “detected by the radar” (type a). However, if more than one interface were observed within the 6 cm buffer, the one with the highest hand hardness contrast was considered as detected and the one with the lowest was logged as an “omission due to radar resolution” (type b). Furthermore, if a snow profile interface had no matching radar peak, it was logged as an

“omission” (type c), unless if a peak with an amplitude below the threshold seemed to correspond to this interface, it was than logged as “detected but classified as insignificant” (type d). Interfaces that should have been seen as a significant peak due to sharp refractive index when looking-down, but are actually omitted or classified as insignificant because of a compact layering restraining its detection capacity when looking-up (especially in laminated interfaces) were classified as “omission due to radar looking-up” (type e). Finally, if no interface existed close to the radar peak (false positive), it was logged as a “commission” (type f), except if the SMP or density profiles showed a potential matching peak, it was than classified as a “commission with presence of matching SMP and/or density peak” (type g).

Table 3 - Description of the seven possible different type of snowpack interface classifications. "Interface" here correspond to manually measured snow profile interfaces.

Type of snowpack interface classifications	Description
a. Detected by the radar	Interfaces that are located within 6 cm of the radar peaks
b. Omission due to radar resolution	Interfaces with the lowest hand hardness contrast between two interfaces that are located within 6 cm of a significant radar peak
c. Omission	Interfaces with no matching radar peak
d. Detected but classified as insignificant	Interfaces that are located within 6 cm of radar peaks with an amplitude below the threshold
e. Omission due to radar looking up	Interfaces that should have been seen as a significant peak due to sharp refractive index when looking-down, but are actually omitted or classified as insignificant because of a compact layering restraining its detection capacity when looking-up (especially in laminated interfaces)
f. Commission	Radar peaks with no existing interface within 6 cm
g. Commission with presence of matching SMP and/or density peak	Radar peaks with no existing interface within 6 cm, but with presence of a SMP and/or density peak.

5.0.Results

5.1. Mobile mode measurements

Among the ten mobile sampling sites visited (table 2), three have been discarded (Mt.Hogs Back, Anse-Pleureuse #1 and Mt.Albert #2) given a very high soil roughness (diffuse reflection), wet snow (absorption) and/or thickness surpassing the penetration depth of the radar. These conditions will be addressed further in the discussion section.

Figures 5, 6 and 7 display results from measurements conducted on the north shore of the Gaspé Peninsula at Mont-Saint-Pierre (MSP #1), Anse-Pleureuse (AP #3) and in the Gaspésie national park at mount Albert (Mt.Albert #1). On each figure, the left panel highlights radar amplitude profiles (orange), radar threshold for HCSIs detection (red) and SMP resistance profiles (blue). Significant radar peaks ($>$ threshold) are labeled in black while insignificant ones ($<$ threshold) in purple and ground surface in red. Right panels present standard manual stratigraphic and density snow profiles. Zero is at the snow surface for the purpose of having the same reference for radar, SMP and manual snow profiles. The three sampling sites results show a good agreement between the radar peaks and the HCSIs shown by the validation data. MSP #1 comparison profiles (fig. 5) suggest that all of the hand hardness increasing interfaces are detected by the radar. The first radar peak observed at 0 cm corresponds to the snow surface while the last peak located at 89.0 cm corresponds to the ground. Within the profile itself, the second (17.4 cm), fourth (40.0 cm) and fifth (56.1 cm) radar peaks all correspond to melt-freeze crusts (MFcr). Although two of them are laminated (39 to 47 cm and 54 to 71 cm), the radar only detects their upper interface, but not their lamination. This can be explained by the Fresnel equations and will be addressed in the discussion section. The peak located at 76.7 cm does not have any corresponding interface on the manual hardness or density profile, but it has a major

corresponding SMP peak. This is probably due to the snow microstructure. The coarse grains contained in this layer are hard to break by the SMP and have an important reflective power on the 24 GHz radar signal making it especially sensitive for those instruments, even though there is no corresponding interface on the manual snow profile. The 28.4 cm peak, although quite small and slightly pronounced, seems to be a commission given that no specific HCSI was observed in the manual snow profile neither in the SMP profile.

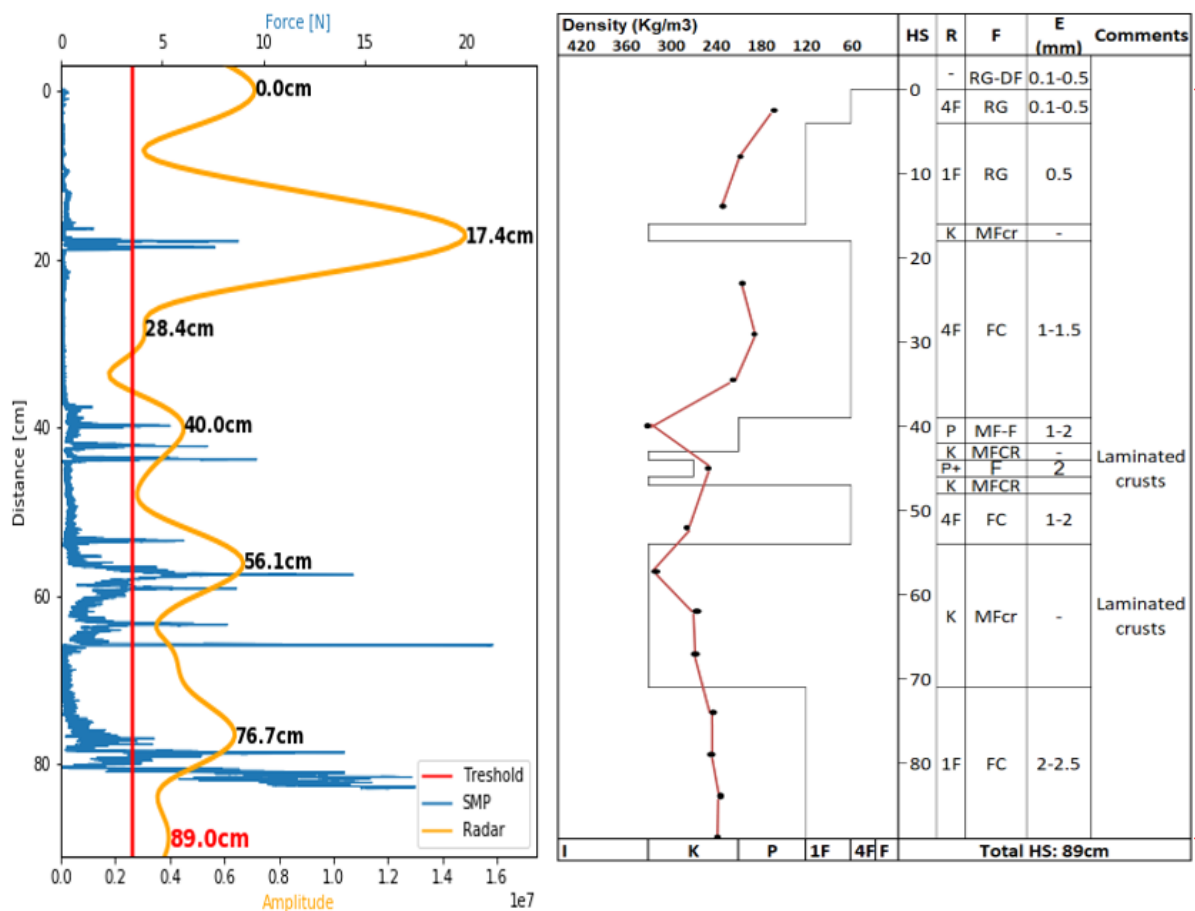
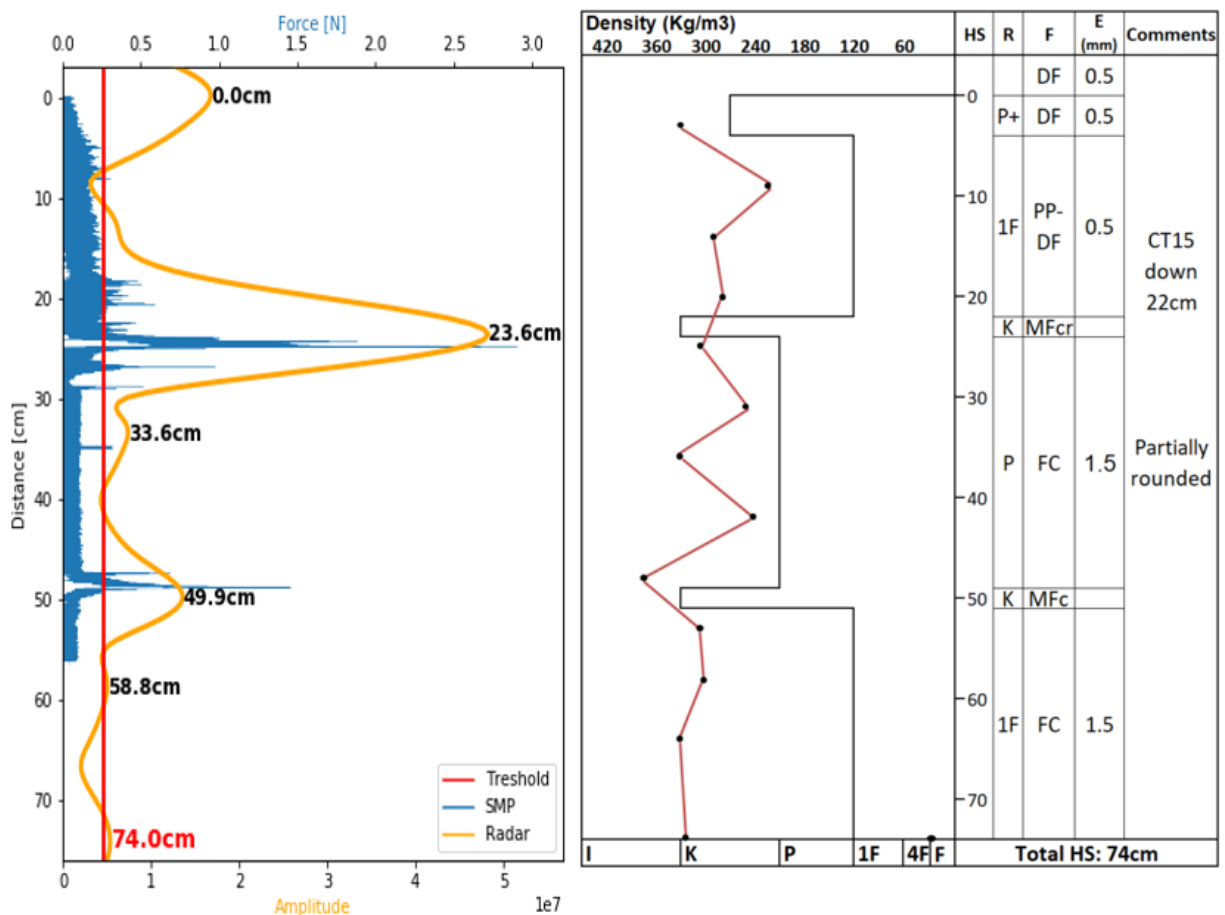


Figure 5 - MSP #1 measurements. Left panel highlights radar amplitude profiles (orange), the radar threshold for HCSIs detection (vertical red line) and SMP resistance profiles (blue). Depth of significant radar peaks (>threshold) are labeled in black and ground surface depth in red. The whole radar profile contains more data than the 90 cm shown here (400 cm total), but only the portion of the profile that correspond to the snowpack is shown here. Right panels present standard manual snow profiles: density (red line with black dots), hardness (gray line and R column), height of snow (HS), grain form (F) and grain size (E). No density was taken between 17 and 22 cm because of the melt-freeze crust.

389 AP #3 snow surface, ground and both crusts (22-24 and 49-51 cm) are correctly identified by
 390 the radar (fig.6). According to the manual snow profile, there are radar commission peaks at
 391 33.6 cm and 58.8 cm. However, there is a small SMP peak and a manual snow density peak
 392 around 35 cm, indicating a potential lightly contrasted snow interface that was most likely
 393 missed by the manual measurements. Considering the bottom layer coarse grains, the 58.8 cm
 394 peak perhaps might have also match the SMP profile as for MSP #1 76.6 cm peak, but it did not
 395 reach this depth. The 33.6 cm peak is thus classified as a “commission with presence of matching
 396 SMP and/or density peak” and 58.8 cm peak as a commission.



397
 398 *Figure 6 – Same as figure 5, but for A-P #3 measurements*

399 Mt. Albert #1 sampling site (fig. 7) has the deepest snowpack in which the radar was able to
 400 reach the ground. As the sites shown above, there is a good agreement between the radar peaks

401 and the crusts (79.8cm, 91.5cm and 159.6cm), but also with other interfaces where snow
402 properties and dielectric contrast between two layers had enough divergence to incur a peak in
403 the radar signal. We note that the algorithm suggests numerous peaks as insignificant (i.e. below
404 the threshold). When comparing with the manual snow profile, the ‘insignificant’ classification
405 is appropriate for 43.3, 106.8 and 114.7 cm peaks given that no HCSI were measured at those
406 locations. However, the peaks at 9.0, 34.9, 53.9, 130, 147.5, 159.6 and 175 cm all correspond
407 to manual snow profile interfaces even though some of them are classified as insignificant.
408 Interface peak misclassifications will be addressed in discussion. Moreover, the manual snow
409 profile reveals an instability at the FC/CR interface down 82 cm (CTM20 (SP) down 82 cm on
410 FC and ECTP13 down 82cm on FC), which correspond to the second major amplitude peak at
411 79.8 cm. More stability tests conducted on the same day over similar aspects of Mt. Albert also
412 revealed instabilities down 10 cm (CTE1 (RP) down 10cm on DF and ECTP11 down 10cm on
413 DF) (source: Avalanche Quebec’s InfoEx) which correspond to the major amplitude peak at 9.0
414 cm.

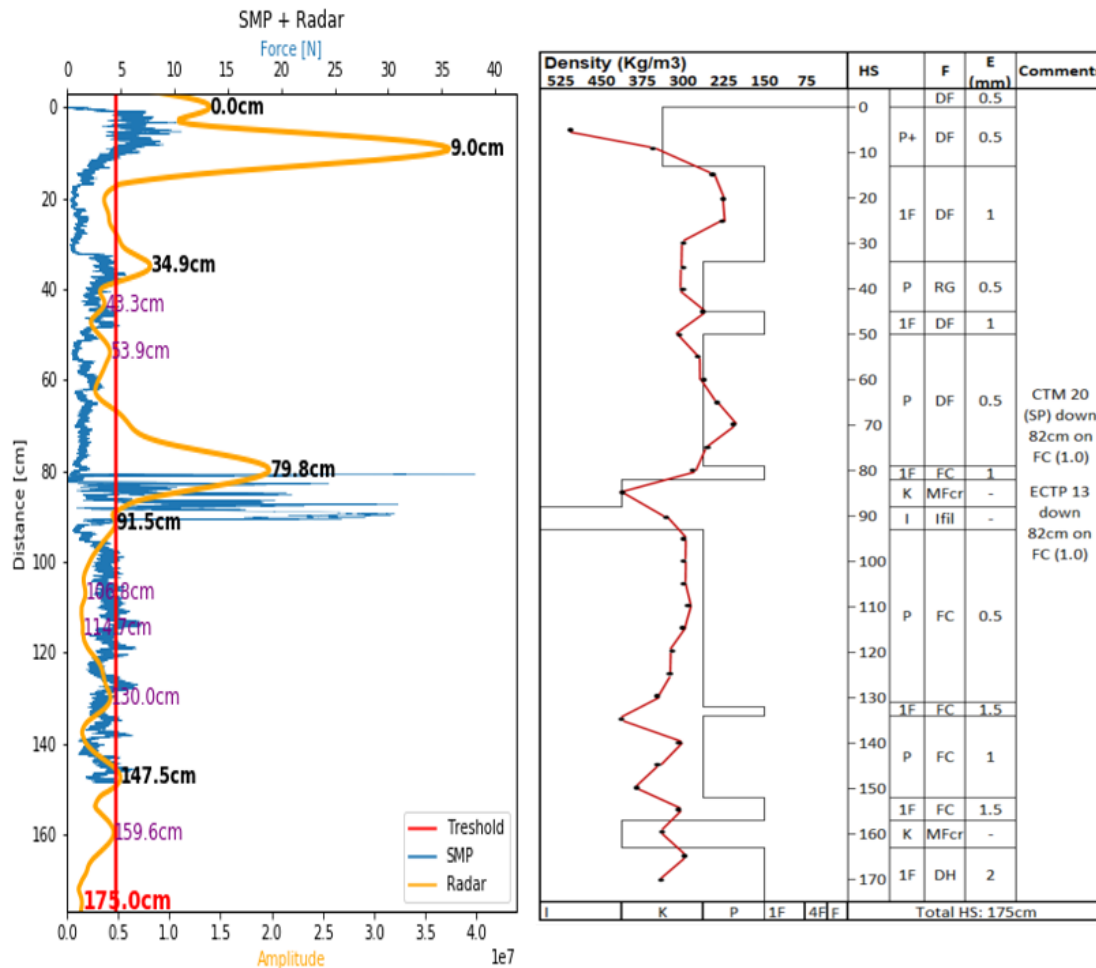


Figure 7 - Same as figure 5, but for Mount Albert #1 measurements

5.2. Fixed mode temporal analysis

Figure 8 highlights the vertical location of significant peaks (gray markers) through time in order to analyse the ability of the radar to monitor HCSIs development and persistence. The studied temporal period ranges from December 6th to January 26th at an hourly rate, which includes multiple precipitation events that affected the snowpack height and structure. Unfortunately, the radar failed at the end of this period (January 26th). The precipitation data comes from Environment and Climate Change Canada's Rivière-de-la-Madeleine and Québec Ministry of Transports's Anse-Pleureuse weather stations (fig. 1), while temperature and HS data comes directly from MdE study site. Precipitations are illustrated by a reverse histogram on the graph. Considering the effect of water on radar signal, all rain and mixed rain/snow events are

highlighted with different colors (cyan and aqua) than snow precipitations (navy blue). Assuming that the highest vertically located radar signal corresponds to snow surface, the delta (Δh_s) (blue line) illustrates the difference between radar snow surface and SR50 snow height (SR50 HS) (red line). As mentioned before, the SR50 wasn't perfectly superimposed to the radar, introducing a bias between the two respective snow height measurements due to spatial variability. The Gaspé Peninsula north shore average refractive index (1.22) has been used to scale the radar snow layer. Empirically, considering MdE's shallow snowpack, the threshold used for selecting the main radar peak, i.e. layers, is set at 1.4 times the profile average amplitude which appears to be the best compromise between noise reduction and significant peak identification. The MdE threshold parameter modification will be address in the discussion.

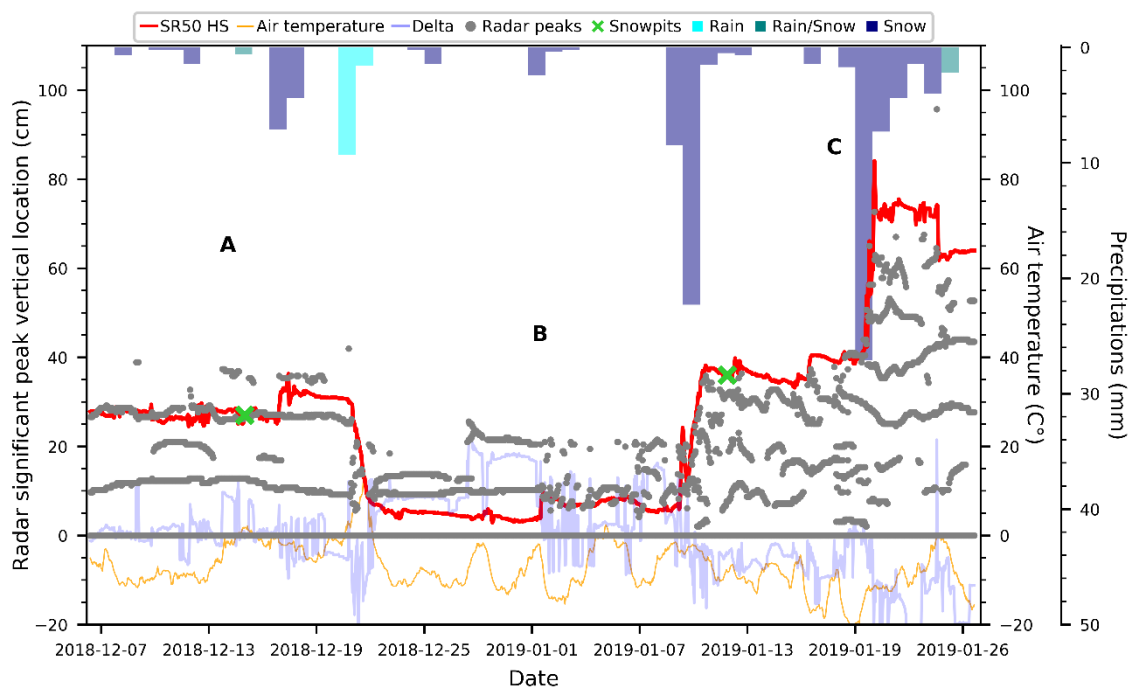


Figure 8 – Vertical positioning of the main snow layers within the snowpack (radar significant peaks) in time (gray markers) for the upward-looking radar. Hourly data are plotted from December 6th 2018 to January 26th 2019. Red line shows the SR50 snow height (SR50 HS), orange line the air temperature at MdE (°C), purple line the Δh_s (Radar snow height-SR50 HS) and green 'x' the validation manual snow profiles dates. SWE (navy blue), rain (cyan) and mixed rain/snow (aqua) events are also illustrated by the reverse histogram.

Figure 8 illustrates the radar capability to continuously monitor the snowpack layering evolution along the changes in meteorological conditions. We divided the 2018-2019 period into three different periods; A) December 6th to December 21st: snowpack state at the beginning of the experiment with two short precipitation events; B) December 21st to January 9th: snowpack state after a strong warm spell event, followed by a drastic cold period; and C) January 9th to January 26th: snowpack evolution with a series of significant snowfalls. Two manual validation snow profiles (illustrated by green 'x' in figure 8) were made few meters from the fixed radar to avoid perturbing the study site and has thus been adjusted in proportion for comparison (fig. 9 and 10).

Episode A suggests one layer (i.e. radar peaks) at 10 cm in a snowpack 27 cm height at the beginning and 35 cm height after snowfall. An intermittent layer appears sometimes at 20 cm, a thinner layer not always detected based on the threshold used. December 15th validation profiles comparison shows a good agreement for the mid-snowpack crust (13 cm) and the surface (27 cm) (fig. 9). Snowpack surface from radar measurements are in agreement with the SR50, except after the rain on snow event (radar peak signal near 40 cm), likely due to change in snow density (refractive index), which translates into a bad position in the radar signal retrieval based on a fixed refractive index.

snowpack below and the 8.7 cm radar peak corresponds to the hard layer transition in density, also identified with the 9 to 11 cm MFcr on the manual snow profile.

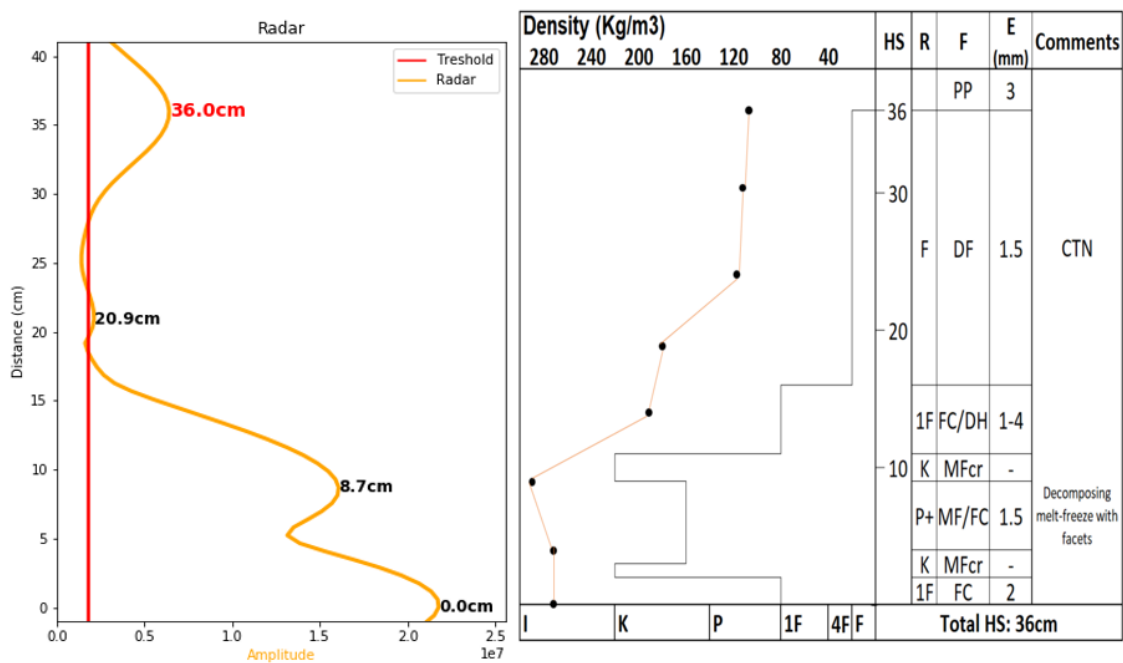
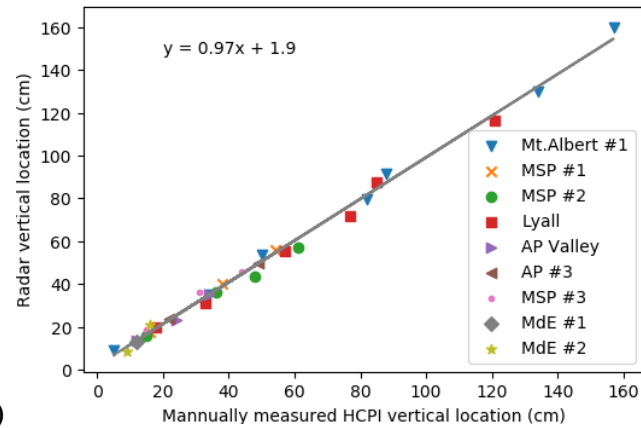


Figure 10 - January 12th 2019 MdE's fixed radar amplitude profile (left panel) comparison with manual validation snow profile (right panel).

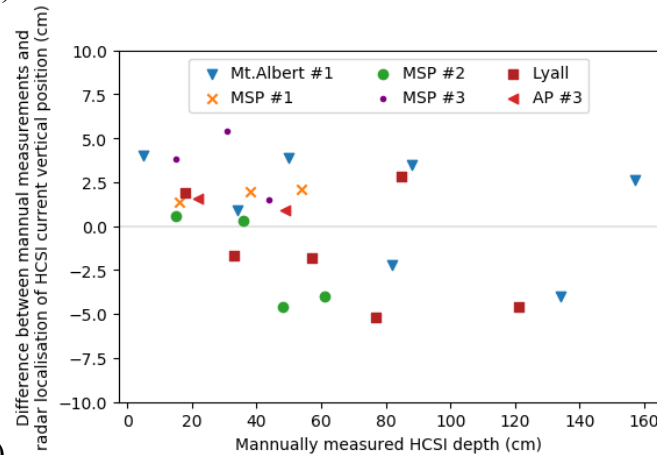
Interestingly, figure 8 shows that the radar signal keeps the continuity of previous surface layers within the snowpack for the whole time series. Globally, the temporal evolution of the radar signal records and keeps the memory of almost all weather events occurring during the analysis period (i.e precipitations and warmings).

5.3 Radar performance

The $y = 0.97x + 1.9$ relation between the radar vertical locations (y) and the manual values obtained in the snowpits (x) suggest a very high correlation with a R^2 of 0,99 and a root-mean square error (rmse) of 2.92 cm (fig.11A). Plotting the difference between manual measurements and radar measurements in function of the manually measured HCSIs depth (fig.11B) is however still relevant in order to study the radar HCSIs vertical positioning performance.



A)



B)

Figure 11 - Radar HCSI vertical positioning performance. A) Relation between the manually measured distances (x) and the radar distances (y) for the nine sampling sites. It only considers the peaks that are classified as interfaces detected by the radar and omissions with an insignificant peak. B) Relation between the manually measured HCSIs depth (x) and the difference between manual measurements and radar localisation of HCSIs current vertical position (y). Only the six downward-looking profiles are considered in this figure to analyse the relation between the radar proximity of the HCSIs and its vertical positioning capacity.

Although only five comparisons are presented in the mobile and temporal results, a total of 35 HCSIs from eight different sampling sites are used to determine the radar performance. As shown on figure 12, 28 different interfaces were detected by the radar algorithm (80%) of which 25 were classified as significant (71%) and 3 as insignificant (9%). A total of 7 interfaces were omitted (20%), of which 5 were associated to radar vertical resolution (14%), 1 to radar looking-up limitation (3%) and 1 remain unjustified (3%). There is also a total of 9 commissions, of

which 3 still present a matching SMP or density peak and 6 remain unjustified for which 3 of the 6 unjustified commissions come from a site where no SMP measurement was made.

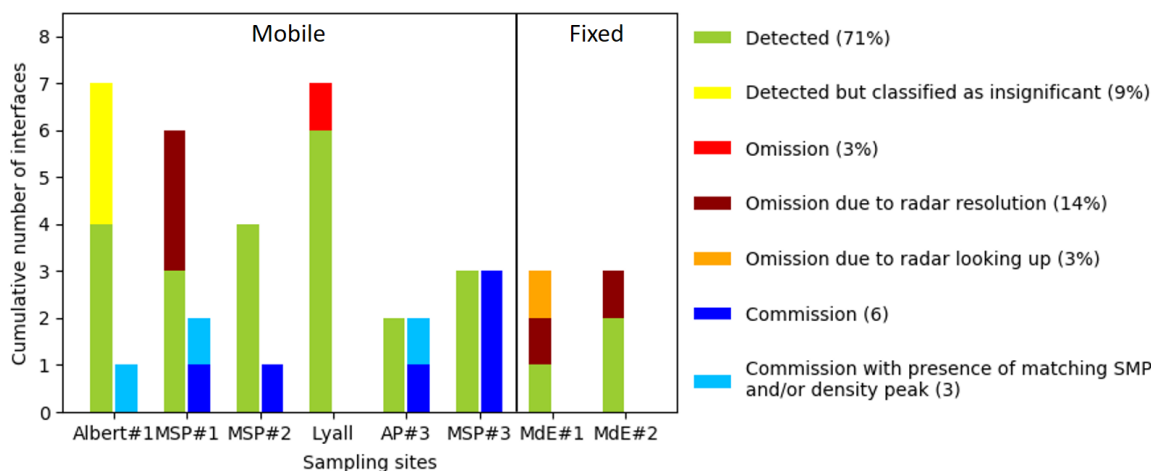


Figure 12 - Radar capacity to identify HCSIs. Number of interfaces that are detected, omitted and committed for each sampling sites. The two Mde sampling sites comes from the fixed upward-looking mode.

6.0 Discussion

6.1 Radar performance

A relation seems to exist between the radar-HCSI distance and its vertical positioning performance. Effectively, figure 11B suggest a general tendency to overestimate radar distances for closer HCSIs and to underestimate the further ones. This tendency is probably due to the fact that we use a single refractive index for the whole snowpack even though stratigraphy consists of multiple layers with different densities. The possibility to introduce an adaptive refractive index would thus be interesting to study in further works.

According to figure 12, the radar has a good capacity to identify HCSIs. The threshold used to classify the peak associated to those HCSIs as significant or insignificant however still remains to improve. For example, with a 0.8 threshold multiplier, Mt. Albert #1 high density (310 kg/m^3 average) and thick snowpack (175 cm) would have perfect snow interfaces classification. On the contrary, a threshold multiplier of 1.2 for MSP #1 shallower (89 cm) and lower-density

snowpack (247 kg/m^3 average) would also perfectly recognize all of the significant radar peaks by considering the 28.4 cm peak as insignificant instead of significant and thus not introducing a commission. An adaptive threshold based on snowpack thickness and global density could thus improve the radar peak classification algorithm performance.

This is what we've done for MdE temporal sampling site by analysing the relation between the threshold and the radar significant peak detection average performance for the entire period. It showed that smaller threshold will lead to a higher number of significant classified peaks, but the trade-off translates into higher number of commissions, detecting interfaces that aren't problematic from a snow stability perspective. On the other hand, a larger threshold will lead to a greater number of omissions, focusing on strong HCSIs. The analysis of the relation between the threshold and the radar significant peak detection performance showed that a threshold of 1.4 times the profile average amplitude provides the best average performance for this time series. Considering the shallow snowpack of MdE (mainly $< 40 \text{ cm}$), this value also fit the hypothesis of an adaptive threshold based on thickness and global density mentioned above.

We although have to keep in mind that radar performance is based on validation data, which can be faulty or semi-representative of the whole sampling site and thus the radar sampling area. The FMCW radar antenna conical field of view (up to $16\,500 \text{ cm}^2$ at a 175 cm height from the ground) suggest a spatial coverage much larger than the 5 mm SMP measuring tip and the few dozen centimeters wide stratigraphic profiles. The difference in horizontal scales makes quantitative comparison touchy, especially in consideration of the spatial variability that exists within the snow profiles. For example, with MdE high spatial variability showed by Meloche (2019), we understand that even though MdE's fixed radar and SR50 field of view areas are very close from each other, the difference between both instrument respective HS can be

considerable even with complete absence of precipitation or warming. More precise validation data gathering like multiple SMP and density profiles (i.e three per observation wall) for each sampling site would thus be important in future work to ensure a lower radar performance calculation dependence on spatial variability.

6.2 Factors affecting the return signal strength

Although 80% of the manually identified interfaces are detected by the radar, it is important to underline that three sampling sites have been discarded due to a variety of factors. Those disagreements are mainly caused by the environment (i.e snow and soil properties) or human fallacies (i.e radar incidence angle and radar sensitive surrounding objects), all affecting the return signal strength and thus the ground detection which is essential to successfully apply the method. For example, very rough terrain composition like the one of Mt.Albert or a non-slope-perpendicular radar incidence angle can cause diffuse and specular reflection of the signal, both affecting the results (Ulaby *et al.*, 1982). Instrument parameters (i.e padding, bandwidth and frequency) can also be responsible for travel distance limitations, preventing the signal from reaching the ground.

Regarding snow surface detection, its identification is based on the fact that a strong contrast exists at the snow-air interface. However, if the upper snow layer has a very low density, the air-snow dielectric contrast could be minimal and the amplitude peak may perhaps remain under the threshold for both radar orientations due to gradational boundaries. On the other hand, a wet snow surface would inhibit K-band downward-looking radar signal from reaching lower snowpack interfaces, while it would facilitate surface identification for upward-looking ones. For this reason, a combination of both orientations may be relevant for a permanent setup. According to figure 8 Δh_s variation patterns, the radar surface detection seems to be effectively

more difficult during and shortly after significant meteorological events (i.e precipitations and warming). Those events tend to stress the snowpack and increase the signal noise with drastic changes like surface humidification, unequal water percolation, rapid loading, low density new snow accumulation and more, which require time for the snowpack to settle and thus allow a reliable stratigraphy delimitation for the radar.

6.3 Accuracy of layer detection

Although the radar can be used for upward and downward-looking, its wave travelling direction across snow layers have an impact on the amplitude signal signature. Effectively, Fresnel coefficient equations (Griffiths, 1999) shows that 1) the bigger the refractive coefficient difference is between two mediums, the bigger the reflection is, 2) reflexions occur when the radar waves travel from a smaller to a bigger or a bigger to a smaller refractive medium and 3) the wave reflexion and transmission are affected by the incidence angle of the radar beam. This is mainly what explains why sharp refractive index contrasts between snow layers are easily detected by the radar, while low contrasted mediums (i.e laminated MFcr) and/or non-perpendicular radar to snow stratification can be problematic. Travelling from the bottom of the snowpack toward the surface can also reduce the vertical location accuracy of the upward-looking radar in compact layering where the resolution would restrain its capacity to detect upper interfaces. Upward-looking radar can thus be limiting in those specific situations, especially in an avalanche context where instabilities (i.e low density layers) are mainly problematic when above hard layers.

Effectively, when analysing the radar peak distances and the manually measured snow profile interfaces for the Gaspé Peninsula north shore shallow snowpack (thin layers leading to close interfaces and rapid variations), we realise that close peaks (<10 cm) tend to merge in one single

peak. This merging can result in a peak offset that is affected by the other present interfaces in the snowpack. Despite the good radar vertical positioning capacity, an interpolation method between the measured neighbor points like Pomerleau *et al.*, 2020 could also be used to increase the measurement accuracy.

Finally, the addition of a multiple radar profiles signal signature redundancy concept in the temporal methodology could also ensure better results. This two-way validation could allow a more sensitive threshold without generating a commission percentage rise. This additional peak classification process would mean that even if a peak is classified as significant by the threshold at a given moment, if this peak significance isn't redundant in time, it is then considered as insignificant.

7.0 Conclusion

The project aimed to develop an automated dry snow stratigraphy algorithm using a low-cost portable K-band FMCW radar. Initial field work focused on laboratory experiences and mobile measurements followed with a full winter of measurements mainly concentrated on the temporal study potential using the fixed setup. Results for remotely detecting highly contrasted snow interfaces HCSIs based on automatic threshold approach showed that 80% of the HCSIs were successfully detected. Improved post-processing of the signal would however increase the performance. After trying upward and downward-looking approaches, we realised they both have their strengths. The upward-looking mode is more suitable for temporal analysis (fixed) because of its capacity to provide inner snowpack layer measurement even when the snow surface is moist. The downward-looking mode is better for spatial analysis measurements (mobile) because of its rapid utilisation and good capacity to identify the snow-ground interface.

The advantages of the 24 GHz FMCW radar used in this study are: 1) its high sensitivity to dielectric contrasts, allowing HCSI detection, 2) its compactness making it easily transportable in mountainous and harsh environment for spatial analysis, 3) its non-destructive way of gathering in-depth snow data permitting hourly temporal analysis at the exact same location and 4) its low-cost that could allow future multiple usage simultaneously. An instrument with larger bandwidth would however increase thinner layer detection and performance retrieval.

Future work will investigate the possibility of UAV deployment and permanent networks of upward-looking fixed stations deployment for greater spatial and continuous temporal coverages of HCSIs evolution and persistence. They are critical aspects when studying snow stability. In the context of snow avalanche forecast, slab avalanches interfaces detection would be possible by linking manual stability tests with radar-detected HCSIs for the development of a radar stability index.

A continuous and automatic monitoring of radar-based layering properties of the snowpack, combined with the physical snow modeling, as with the SNOWPACK model, should significantly contribute to improve avalanche forecasting.

8.0 Acknowledgements

This research was funded through the MITACS program and the National Search and Rescue Secretariat New Initiatives Fund (SAR-NIF). The authors would like to thank Francis Meloche, Patrick Cliche, Alex Mavrovic, Geneviève Lamoureux, Julien Meloche, Paul Billecocq, Alex Blanchette and all the staff at Avalanche Québec for their help for making field work possible. Finally, special thanks to Avalanche Quebec, the Société des établissements de plein-air du Québec (SEPAQ) and Parks Canada for the logistical support and guidance throughout the project.

9.0 References

- Avalanche Québec (2019) Rapport Annuel 2018-2019. Accessed at https://avalanchequebec.ca/wp-content/uploads/Rapport_annuel2018-2019AvQc_Planches_final-2.pdf.
- CAA (2016) Observation guidelines and recording standards for weather, snowpack and avalanches. Canadian Avalanche Association. Revelstoke, Canada.
- Calonne, N., Richter, B., Löwe, H., Cetti, C., Judith, Herwijnen, A. Van, Fierz, C., Jaggi, M. and Schneebeli, M. (2019) The RHOSSA campaign: Monitoring the seasonal evolution of an alpine snowpack up to daily resolution. in Prep., n°December, p. 1-30.
- Ellerbrugh, D. A. and Boyne, H. S. (1980) Snow stratigraphy and water equivalence measured with an active microwave system. *Journal of Glaciology*, vol. 26, n°94, p. 225-234.
- Fortin, G. and Hétu, B. (2009) Les extrêmes météorologiques hivernaux and leurs influences sur la couverture neigeuse dans les Monts Chic-Chocs, Gaspésie, Canada. *Geographia Technica*, vol. Numéro Spé, n°July 2016, p. 181-186.
- Fortin, G. and Hétu, B. (2013) Estimating winter trends in climatic variables in the Chic-Chocs Mountains, Canada (1970-2009). *International Journal of Climatology*, vol. 34, n°10, p. 3078-3088.
- Fortin, G., Hétu, B. and Germain, D. (2011) Climat Hivernal et Régimes Avalancheux Dans Les Corridors Routiers De La Gaspésie Septentrionale (Québec, Canada). *Climatologie*, vol. 8, p. 9-25.
- Gauthier, F., Germain, D. and Hétu, B. (2017) Logistic models as a forecasting tool for snow avalanches in a cold maritime climate: northern Gaspésie, Québec, Canada. *Natural Hazards*, vol. 68, p. 1-32.
- Geldsetzer, T. and Jamieson, B. (2000) Estimating dry snow density from grain form and hand hardness. *proceedings of the International Snow Science Workshop*, Big Sky, Montana, p. 1-6.
- Germain, D., Filion, L. and Hétu, B. (2009) Snow avalanche regime and climatic conditions in the Chic-Choc Range, eastern Canada. *Climatic Change*, vol. 92, n°1-2, p. 141-167.
- Griffiths, D. J. (1999) *Introduction to electrodynamics - Third Edition*, Pearson, Upper Saddle River, New Jersey, 576 pp., ISBN: 978-0138053260.
- Gubler, H. and Hiller, M. (1984) The use of microwave FMCW radar in snow and avalanche research. *Cold Regions Science and Technology*, vol. 9, n°2, p. 109-119.
- Haegeli, P., Atkins, R. and Klassen, K. (2010) *Auxiliary material for Decision making in avalanche terrain: a field book for winter backcountry users*. Avalanche Canada, Revelstoke, B.C. Accessed at www.avalanche.ca.
- Haegeli, P. and McClung, D. M. (2007) Expanding the snow-climate classification with avalanche-relevant information: Initial description of avalanche winter regimes for southwestern Canada. *Journal of Glaciology*, vol. 53, n°181, p. 266-276.

679 Hagenmuller, P., van Herwijnen, A., Pielmeier, C. and Marshall, H.-P. (2018) Evaluation of
680 the snow penetrometer Avatech SP2. *Cold Regions Science and Technology*, vol. 149,
681 n°September 2017, p. 83-94.

682 Hétu, B. (2007) Les conditions météorologiques propices au déclenchement des avalanches de
683 neige dans les corridors routiers du nord de la Gaspésie, Québec, Canada. *Géographie*
684 *physique et Quaternaire*, vol. 61, n°2-3, p. 165-180.

685 Hétu, B. and Germain, D. (2008) L'inventaire des avalanches mortelles au Québec depuis 1825
686 et ses enseignements.

687 Holmgren, J., Sturm, M., Yankielun, N. E. and Koh, G. (1998) Extensive measurements of
688 snow depth using FM-CW radar. *Cold Regions Science and Technology*, vol. 27, n°1, p.
689 17-30.

690 Jamieson, B. (2006) Formation of refrozen snowpack layers and their role in slab avalanche
691 release. *Reviews of Geophysics*, vol. 44, n°2, p. 1-15.

692 Jamieson, B. and Langevin, P. (2005) Faceting above crusts and associated slab avalanching
693 in the Columbia Mountains. *Proceedings ISSW 2004*, n°September, p. 112-120.

694 Jamieson, J. B. and Johnston, C. D. (1992) Snowpack characteristics associated with
695 avalanche accidents. *Canadian Geotechnical Journal*, vol. 29, n°5, p. 862-866.

696 King, J., Howell, S., Brady, M., Toose, P., Derksen, C., Haas, C. and Beckers, J. (2020) Local-
697 scale variability of snow density on Arctic sea ice. *The Cryosphere Discussions*.

698 Koh, G., Yankielun, N. E. and Baptista, A. I. (1996) Snow cover characterization using
699 multiband FMCW radars. *Hydrological Processes*, vol. 10, n°12, p. 1609-1617.

700 Marshall, H. P. and Koh, G. (2008) FMCW radars for snow research. *Cold Regions Science*
701 *and Technology*, vol. 52, n°2, p. 118-131.

702 Marshall, H. P., Koh, G. and Forster, R. R. (2005) Estimating alpine snowpack properties
703 using FMCW radar. *Annals of Glaciology*, vol. 40, n°1998, p. 157-162.

704 Marshall, H. P., Schneebeli, M. and Koh, G. (2007) Snow stratigraphy measurements with
705 high-frequency FMCW radar: Comparison with snow micro-penetrometer. *Cold Regions*
706 *Science and Technology*, vol. 47, n°1-2 SPEC. ISS., p. 108-117.

707 McClung, D. and Schaerer, P. (2006) *The Avalanche Handbook* (Vol. 3).

708 Meloche, F. (2019) Variabilité spatio-temporelle des propriétés du manteau neigeux dans un
709 contexte opérationnel de prévision des avalanches, Gaspésie, Canada. *Mémoire de*
710 *maîtrise*, Université du Québec à Rimouski, 100 p.

711 Okorn, R., Brunnhofer, G., Platzner, T., Heilig, A., Schmid, L., Mitterer, C., Schweizer, J. and
712 Eisen, O. (2014) Upward-looking L-band FMCW radar for snow cover monitoring. *Cold*
713 *Regions Science and Technology*, vol. 103, p. 31-40.

714 Pomerleau, Patrick, Royer, A., Langlois, A., Cliche, P., Courtemanche, B., Madore, J. B.,
715 Picard, G. and Lefebvre, É. (2020) Low cost and compact FMCW 24 GHz radar
716 applications for snowpack and ice thickness measurements. *Sensors* (Switzerland), vol.

717 20, n°14, p. 1-29.

718 Proksch, M., Löwe, H. and Schneebeli, M. (2015) Density, specific surface area, and
719 correlation length of snow measured by high-resolution penetrometry. *Journal of*
720 *Geophysical Research: Earth Surface*, vol. 120, n°2, p. 346-362.

721 Sadiku, M. N. O. (1985) Refractive index of snow at microwave frequencies. *Appl. Opt.*, vol.
722 24, n°4, p. 572-575.

723 Schneebeli, M., Pielmeier, C. and Johnson, J. B. (1999) Measuring snow microstructure and
724 hardness using a high resolution penetrometer. *Cold Regions Science and Technology*,
725 vol. 30, n°1-3, p. 101-114.

726 Schweizer, J., Jamieson, B. and Schneebeli, M. (2003) Snow avalanche formation. *Reviews of*
727 *Geophysics*, vol. 41, n°4, p. 1016.

728 Schweizer, J. and Jamieson, J. B. (2007) A threshold sum approach to stability evaluation of
729 manual snow profiles. *Cold Regions Science and Technology*, vol. 47, n°1-2 SPEC. ISS.,
730 p. 50-59.

731 Statham, G., Haegeli, P., Greene, E., Birkeland, K., Israelson, C., Tremper, B., Stethem, C.,
732 McMahon, B., White, B. and Kelly, J. (2018a) A conceptual model of avalanche hazard.
733 *Natural Hazards*, vol. 90, n°2, p. 663-691.

734 Statham, G., Haegeli, P., Greene, E., Birkeland, K., Israelson, C., Tremper, B., Stethem, C.,
735 McMahon, B., White, B. and Kelly, J. (2018b) A conceptual model of avalanche hazard.
736 *Natural Hazards*, vol. 90, n°2, p. 663-691.

737 Stethem, C., Jamieson, B. and Schaerer, P. (2003) Snow avalanche hazard in Canada—a
738 review. *Natural Hazards*, vol. 28, p. 487-515.

739 Techel, F. and Pielmeier, C. (2011) Point observations of liquid water content in wet snow -
740 investigating methodical, spatial and temporal aspects. *Cryosphere*, vol. 5, n°2, p.
741 405-418.

742 Ulaby, F. T., More, R. K. and Fung, A. K. (1982) Microwave remote sensing—Active and
743 passive, in *Remote Sensing*, vol. 2, *Radar Remote Sensing and Surface Scattering and*
744 *Emission Theory*, pp. 826–827, Addison-Wesley, Boston.

745 Van Herwijnen, A. and Jamieson, B. (2007) Fracture character in compression tests. *Cold*
746 *Regions Science and Technology*, vol. 47, n°1-2 SPEC. ISS., p. 60-68.

6 Conclusion générale

Le présent projet de recherche visait à explorer le potentiel d'un radar portatif FMCW de 24 GHz à détecter les IGC, dans le but de faciliter l'identification d'instabilités en milieu de neige sèche. Les efforts du premier hiver se sont concentrés sur les mesures mobiles dans le but d'atteindre le premier objectif, soit ; comprendre les interactions radar-neige et optimiser les paramètres du radar FMCW de 24 GHz dans la neige sèche. Les paramètres optimaux pour ce projet de recherche résultant de ces mesures se sont avérés être : une largeur de bande de 2.5 GHz (fréquence minimum de 23 GHz et maximum de 25.5 GHz), une période de rampe de 1 ms, un *padding* de 8 et l'utilisation complète des 4 canaux. Plusieurs méthodes différentes ont d'ailleurs été testées lors de ce premier hiver afin de trouver la meilleure configuration possible pour le site d'étude. Les mois qui ont suivi ont ensuite permis de la perfectionner et ainsi répondre au deuxième objectif et à une partie du troisième en développant la méthode empirique de télédétection des IGC présentée dans ce mémoire et en évaluant le potentiel du radar à étudier la variabilité spatiale. Les travaux réalisés lors du deuxième hiver ont quant à eux été principalement concentrés sur le montage fixe dans le but de compléter le troisième objectif en évaluant le potentiel du radar à étudier l'évolution temporelle de la stratigraphie. Les données provenant du radar fixe ont tout de même aidé à peaufiner le développement de la méthode de télédétection des IGC déjà établie à ce moment. Les mesures prises avec et sans plaque de métal ont permis de bien comprendre les interactions de l'onde radar de 24 GHz avec la neige et d'optimiser ses paramètres. Les comparaisons faites avec les données de validation ont démontré que 80% des IGC potentiellement problématiques pour la stabilité de la neige ont été détectés avec succès avec une erreur sur la position verticale d'environ 3 cm, confirmant ainsi l'efficacité de la méthode ainsi que le bon choix des paramètres.

L'objectif n'était pas d'étudier la variabilité spatiale et temporelle des IGC, mais plutôt d'explorer le potentiel du radar FMCW de 24 GHz à le faire et proposer une méthode pour y arriver. Les résultats globaux ont d'ailleurs démontré un potentiel très intéressant pour le radar à réaliser de telles études ainsi que son efficacité pour au moins quatre raisons : 1) il est très sensible aux contrastes diélectriques, ce qui facilite la détection d'IGC, 2) sa compacité simplifie son transport et facilite les études temporelles, 3) sa haute fréquence permet de recueillir des données en profondeur sans perturber la neige lors d'analyses temporelles et 4) son faible coût permet de l'utiliser simultanément à plusieurs endroits sur le territoire. Une meilleure interprétation du signal radar et de la classification de ses pics d'amplitudes significatifs ainsi qu'une plus grande largeur de bande permettant

d'augmenter la résolution seraient cependant d'un grand intérêt pour améliorer sa performance globale.

Malgré que les résultats sont prometteurs, des recherches plus approfondies seront nécessaires pour permettre d'encore mieux comprendre les différentes propriétés de la neige influençant les interactions de l'onde radar et leurs impacts sur la signature de celle-ci. Cette étude présente une avancée importante dans cette direction et des travaux futurs se poursuivront éventuellement sur la possibilité de monter le dispositif sur des drones et sur des stations météorologiques. De tels montages permettraient une plus grande couverture spatiale et une meilleure vue d'ensemble sur le suivi de l'évolution du manteau neigeux. Le manque de test de stabilité dans les profils de neige a restreint le développement d'un index de stabilité dérivé des données radar, mais les interfaces identifiées comme étant potentiellement problématiques sur le profil radar correspondent tout de même en grande majorité aux IGC recueillies par les données de validation. La poursuite des recherches sur l'interprétation de l'amplitude radar devrait éventuellement permettre d'évaluer la stabilité du manteau neigeux à distance grâce à ce dispositif de télédétection. Des croûtes de glace artificielle pourraient aussi être créées sur des sites d'étude test dans le but d'améliorer la classification du seuil et ainsi permettre de mieux comprendre les variations d'amplitude. Une telle pratique pourrait même permettre d'approfondir nos connaissances concernant les liens entre les propriétés de ces croûtes (épaisseur, densité, type) et les caractéristiques physiques des pics d'amplitude (p.ex. : kurtosis). Une fois le profil d'amplitude radar bien maîtrisé, un tel dispositif pourrait être utilisé sur une station météorologique complète pour améliorer les simulations d'évolution du manteau neigeux faites par certains modèles. En effet, malgré que le modèle SNOWPACK fait partie de plusieurs projets actuels à l'Université de Sherbrooke, certaines incertitudes persistent sur sa performance à simuler la présence de croûtes de glace, notamment à cause d'une grande incertitude sur le forçage météorologique (Côté *et al.*, 2017). La pertinence de combiner des données radar et des données de simulation SNOWPACK pourrait donc être étudiée dans de futurs projets.

En conclusion, nous pouvons affirmer que le radar FMCW de 24 GHz utilisé lors de ce projet a le potentiel d'étudier la variabilité spatiale et temporelle du manteau neigeux, mais que d'autres travaux seront nécessaires avant de pouvoir l'utiliser de façon opérationnelle. Ces travaux futurs pourraient d'ailleurs mener à de l'instrumentation permanente permettant le suivi de la formation et de la désintégration des IGC en milieu opérationnel, facilitant la compréhension et l'analyse chronologiques de certaines nouvelles couches comprises du manteau neigeux lorsque des questions subsistent concernant un profil de neige stratigraphique.

7 Références

- Avalanche Canada (2017) 2016-17 Annual Report. 54 p.
- Avalanche Québec (2019) Rapport Annuel 2018-2019. Accessed at https://avalanchequebec.ca/wp-content/uploads/Rapport_annuel2018-2019AvQc_Planches_final-2.pdf.
- CAA (2016) Observation guidelines and recording standards for weather, snowpack and avalanches. Canadian Avalanche Association. Revelstoke, Canada.
- Calonne, N., Richter, B., Löwe, H., Cetti, C., Judith, Herwijnen, A. Van, Fierz, C., Jaggi, M. et Schneebeli, M. (2019) The RHOSSA campaign: Monitoring the seasonal evolution of an alpine snowpack up to daily resolution. in Prep., n°December, p. 1-30.
- Colbeck, S. C. et Jamieson, J. B. (1980) The Formation of Facet Layers above Crusts. Cold Regions Science and Technology, vol. 33, n°2-3, p. 247-252.
- Côté, K., Madore, J. B. et Langlois, A. (2017) Uncertainties in the SNOWPACK multilayer snow model for a Canadian avalanche context: sensitivity to climatic forcing data. Physical Geography, vol. 38, n°2, p. 124-142.
- Desaulniers, F. (2015) Les régimes avalancheux des Chic-Chocs, Québec, Gaspésie, dans un contexte de changements climatiques (unpublished essay). Centre universitaire de formation en environnement et développement durable, Université de Sherbrooke, Sherbrooke, Québec, Canada.
- Ellerbrugh, D. A. et Boyne, H. S. (1980) Snow stratigraphy and water equivalence measured with an active microwave system. Journal of Glaciology, vol. 26, n°94, p. 225-234.
- Environnement Canada (2014) Données du système à haute résolution de prévision déterministe (SHPRD) en format GRIB2. Gouvernement du Canada, Ottawa, Canada.
- Fortin, G. et Hétu, B. (2009) Les extrêmes météorologiques hivernaux et leurs influences sur la couverture neigeuse dans les Monts Chic-Chocs, Gaspésie, Canada. Geographia Technica, vol. Numéro Spé, n°July 2016, p. 181-186.
- Fortin, G. et Hétu, B. (2013) Estimating winter trends in climatic variables in the Chic-Chocs Mountains, Canada (1970-2009). International Journal of Climatology, vol. 34, n°10, p. 3078-3088.
- Fortin, G., Hétu, B. et Germain, D. (2011) Climat Hivernal Et Régimes Avalancheux Dans Les Corridors Routiers De La Gaspésie Septentrionale (Québec, Canada). Climatologie, vol. 8, p. 9-25.
- Gauthier, F., Germain, D. et Hétu, B. (2017) Logistic models as a forecasting tool for snow avalanches in a cold maritime climate: northern Gaspésie, Québec, Canada. Natural Hazards, vol. 68, p. 1-32.
- Geldsetzer, T. et Jamieson, B. (2000) Estimating dry snow density from grain form and hand hardness. proceedings of the International Snow Science Workshop, Big Sky, Montana, p. 1-6.
- Germain, D., Filion, L. et Hétu, B. (2009) Snow avalanche regime and climatic conditions in the Chic-Choc Range, eastern Canada. Climatic Change, vol. 92, n°1-2, p. 141-167.
- Griffiths, D. J. (1999) Introduction to electrodynamics - Third Edition, Pearson, Upper Saddle River,

New Jersey, 576 pp., ISBN: 978-0138053260.

- Gubler, H. et Hiller, M. (1984) The use of microwave FMCW radar in snow and avalanche research. *Cold Regions Science and Technology*, vol. 9, n°2, p. 109-119.
- Haegeli, P., Atkins, R. et Klassen, K. (2010) Auxiliary material for Decision making in avalanche terrain: a field book for winter backcountry users. Avalanche Canada, Revelstoke, B.C. Accessed at www.avalanche.ca.
- Haegeli, P. et McClung, D. M. (2007) Expanding the snow-climate classification with avalanche-relevant information: Initial description of avalanche winter regimes for southwestern Canada. *Journal of Glaciology*, vol. 53, n°181, p. 266-276.
- Hagenmuller, P., van Herwijnen, A., Pielmeier, C. et Marshall, H.-P. (2018) Evaluation of the snow penetrometer Avatech SP2. *Cold Regions Science and Technology*, vol. 149, n°September 2017, p. 83-94.
- Hétu, B. (2007) Les conditions météorologiques propices au déclenchement des avalanches de neige dans les corridors routiers du nord de la Gaspésie, Québec, Canada. *Géographie physique et Quaternaire*, vol. 61, n°2-3, p. 165-180.
- Hétu, B. et Germain, D. (2008) L'inventaire des avalanches mortelles au québec depuis 1825 et ses enseignements.
- Holmgren, J., Sturm, M., Yankielun, N. E. et Koh, G. (1998) Extensive measurements of snow depth using FM-CW radar. *Cold Regions Science and Technology*, vol. 27, n°1, p. 17-30.
- Hübl, J., Kienholz, H. et Loipersberger, A. (2002) DOMODIS-Documentation of mountain disasters. State of discussion in the european mountain areas. Internationale Forschungsgesellschaft INTERPRAEVENT, p. 1-40.
- IMST (2020) IMST sentireTM Radar Module 24 GHz sR-1200 Series User Manual. Available online: <http://www.radar-sensor.com/> (accessed on 16 july 2020).
- Jamieson, B. (2006) Formation of refrozen snowpack layers and their role in slab avalanche release. *Reviews of Geophysics*, vol. 44, n°2, p. 1-15.
- Jamieson, B. et Langevin, P. (2005) Faceting above crusts and associated slab avalanching in the Columbia Mountains. *Proceedings ISSW 2004*, n°September, p. 112-120.
- Jamieson, J. B. et Johnston, C. D. (1992) Snowpack characteristics associated with avalanche accidents. *Canadian Geotechnical Journal*, vol. 29, n°5, p. 862-866.
- King, J., Howell, S., Brady, M., Toose, P., Derksen, C., Haas, C. et Beckers, J. (2020) Local-scale variability of snow density on Arctic sea ice. *The Cryosphere Discussions*.
- Koh, G., Yankielun, N. E. et Baptista, A. I. (1996) Snow cover characterization using multiband FMCW radars. *Hydrological Processes*, vol. 10, n°12, p. 1609-1617.
- Marshall, H., Koh, G. et Sturm, M. (2008) Ultra-broadband portable microwave FMCW radars for measuring snow depth, snow water equivalent, and stratigraphy: practical considerations. *Proceedings of the XXIXth International Union of Radio Science (URSI)*, p. 4.
- Marshall, H. P. et Koh, G. (2008) FMCW radars for snow research. *Cold Regions Science and Technology*, vol. 52, n°2, p. 118-131.

- Marshall, H. P., Koh, G. et Forster, R. R. (2005) Estimating alpine snowpack properties using FMCW radar. *Annals of Glaciology*, vol. 40, n°1998, p. 157-162.
- Marshall, H. P., Schneebeli, M. et Koh, G. (2007) Snow stratigraphy measurements with high-frequency FMCW radar: Comparison with snow micro-penetrometer. *Cold Regions Science and Technology*, vol. 47, n°1-2 SPEC. ISS., p. 108-117.
- Marshall, H. P., Schneebeli, M., Koh, G., Matzl, M. et Pielmeier, C. (2005) Measurements of snow stratigraphy with FMCW radar: comparison with other snow science instruments. *Proceedings ISSW 2004. International Snow Science Workshop, Jackson Hole WY, U.S.A., 19-24 September 2004*, n°303, p. 57-63.
- McClung, D. et Schaerer, P. (2006) *The Avalanche Handbook (Vol. 3)*.
- Meloche, F. (2019) Variabilité spatio-temporelle des propriétés du manteau neigeux dans un contexte opérationnel de prévision des avalanches, Gaspésie, Canada. Mémoire de maîtrise, Université du Québec à Rimouski, 100 p.
- Okorn, R., Brunnhofer, G., Platzer, T., Heilig, A., Schmid, L., Mitterer, C., Schweizer, J. et Eisen, O. (2014) Upward-looking L-band FMCW radar for snow cover monitoring. *Cold Regions Science and Technology*, vol. 103, p. 31-40.
- Pomerleau, P., Royer, A., Langlois, A., Cliche, P., Courtemanche, B., Madore, J.-B., Picard, G. et Lefebvre, E. (2020) Low cost and compact FMCW 24-GHz radar for snowpack and ice thickness measurements. Submitted to *Sensors (MDPI)*, Manuscript ID: sensors-83866, 1 June 2020.
- Proksch, M., Löwe, H. et Schneebeli, M. (2015) Density, specific surface area, and correlation length of snow measured by high-resolution penetrometry. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, vol. 120, n°2, p. 346-362.
- Sadiku, M. N. O. (1985) Refractive index of snow at microwave frequencies. *Appl. Opt.*, vol. 24, n°4, p. 572-575.
- Schneebeli, M., Pielmeier, C. et Johnson, J. B. (1999) Measuring snow microstructure and hardness using a high resolution penetrometer. *Cold Regions Science and Technology*, vol. 30, n°1-3, p. 101-114.
- Schweizer, J., Jamieson, B. et Schneebeli, M. (2003) Snow avalanche formation. *Reviews of Geophysics*, vol. 41, n°4, p. 1016.
- Schweizer, J. et Jamieson, J. B. (2007) A threshold sum approach to stability evaluation of manual snow profiles. *Cold Regions Science and Technology*, vol. 47, n°1-2 SPEC. ISS., p. 50-59.
- Statham, G., Haegeli, P., Greene, E., Birkeland, K., Israelson, C., Tremper, B., Stethem, C., McMahon, B., White, B. et Kelly, J. (2018a) A conceptual model of avalanche hazard. *Natural Hazards*, vol. 90, n°2, p. 663-691.
- Statham, G., Haegeli, P., Greene, E., Birkeland, K., Israelson, C., Tremper, B., Stethem, C., McMahon, B., White, B. et Kelly, J. (2018b) A conceptual model of avalanche hazard. *Natural Hazards*, vol. 90, n°2, p. 663-691.
- Stethem, C., Jamieson, B. et Schaerer, P. (2003) Snow avalanche hazard in Canada—a review. *Natural Hazards*, vol. 28, p. 487-515.

- Stove, A. G. (1992) Linear FMCW radar techniques. IEE Proceedings F Radar and Signal Processing, vol. 139, n°5, p. 343.
- Techel, F. et Pielmeier, C. (2011) Point observations of liquid water content in wet snow - investigating methodical, spatial and temporal aspects. Cryosphere, vol. 5, n°2, p. 405-418.
- Tiuri, M., Sihvola, A., Nyfors, E. et Hallikaiken, M. (1984) The complex dielectric constant of snow at microwave frequencies. IEEE Journal of Oceanic Engineering, vol. 9, n°5, p. 377-382.
- Ulaby, F. T., More, R. K. et Fung, A. K. (1982) Microwave remote sensing—Active and passive, in Remote Sensing, vol. 2, Radar Remote Sensing and Surface Scattering and Emission Theory, pp. 826–827, Addison-Wesley, Boston.
- Van Herwijnen, A. et Jamieson, B. (2007) Fracture character in compression tests. Cold Regions Science and Technology, vol. 47, n°1-2 SPEC. ISS., p. 60-68.
- Wolff, C. (2018) Radar tutorial. Diagramme d'un circuit de capteur radar FMCW, Cologne, <http://www.radartutorial.eu>.

8 Annexes

8.1 Annexe 1 – Permittivité électrique et densité de la neige

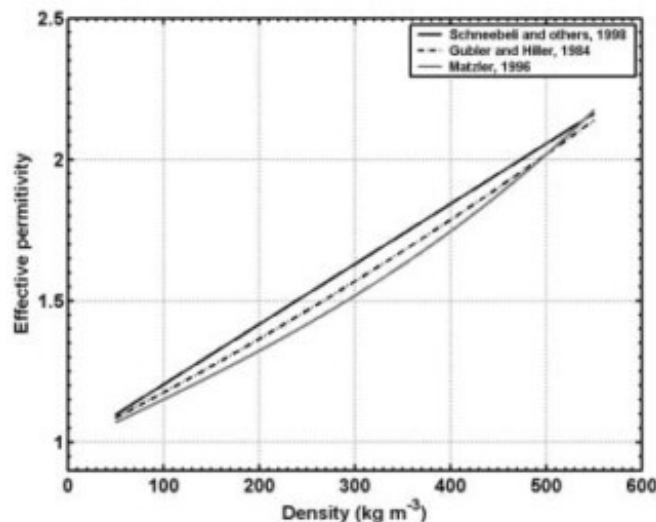


Figure 15 - Relation entre la densité de la neige sèche et sa permittivité. –Tiré de Marshal et al. 2005

8.2 Annexe 2 –Fréquences micro-onde et indice de réfraction de la neige et la glace

Tableau 4 - Indice de réfraction de la neige à 0 °C pour différents types de neige dans différentes fréquences – Tiré de Sadiku, 1985

Frequency (GHz)	Refractive index			
	Dry snow ($U = 2, W = 0.05\%$)	Moist snow ($U = 8, W = 1\%$)	Wet snow ($U = 20, W = 7\%$)	Watery snow ($U = 10^3, W = 25\%$)
0.6	$1.016 + 2.458 \times 10^{-4}i$	$1.123 + 2.073 \times 10^{-3}i$	$1.655 + 9.304 \times 10^{-3}i$	$4.829 + 0.1544i$
0.8	$1.016 + 2.015 \times 10^{-4}i$	$1.123 + 1.809 \times 10^{-3}i$	$1.654 + 1.027 \times 10^{-2}i$	$4.823 + 0.1996i$
1.0	$1.116 + 1.730 \times 10^{-4}i$	$1.123 + 1.666 \times 10^{-3}i$	$1.654 + 1.152 \times 10^{-2}i$	$4.815 + 0.2453i$
1.6	$1.016 + 1.264 \times 10^{-4}i$	$1.123 + 1.432 \times 10^{-3}i$	$1.653 + 1.592 \times 10^{-2}i$	$4.783 + 0.3818i$
2	$1.016 + 1.095 \times 10^{-4}i$	$1.123 + 1.552 \times 10^{-3}i$	$1.653 + 1.909 \times 10^{-2}i$	$4.755 + 0.4702i$
3	$1.016 + 8.606 \times 10^{-5}i$	$1.123 + 1.74 \times 10^{-3}i$	$1.652 + 2.729 \times 10^{-2}i$	$4.661 + 0.6764i$
4	$1.016 + 7.420 \times 10^{-5}i$	$1.123 + 2.013 \times 10^{-3}i$	$1.65 + 3.558 \times 10^{-2}i$	$4.542 + 0.8564i$
6	$1.016 + 6.339 \times 10^{-5}i$	$1.122 + 2.651 \times 10^{-3}i$	$1.646 + 5.198 \times 10^{-2}i$	$4.282 + 1.130i$
8	$1.016 + 5.968 \times 10^{-5}i$	$1.122 + 3.33 \times 10^{-3}i$	$1.640 + 6.778 \times 10^{-2}i$	$3.973 + 1.299i$
10	$1.016 + 5.906 \times 10^{-5}i$	$1.122 + 4.015 \times 10^{-3}i$	$1.633 + 8.272 \times 10^{-2}i$	$3.705 + 1.391i$
16	$1.016 + 6.456 \times 10^{-5}i$	$1.121 + 5.994 \times 10^{-3}i$	$1.605 + 0.1209i$	$3.091 + 1.424i$
20	$1.016 + 7.066 \times 10^{-5}i$	$1.120 + 7.197 \times 10^{-3}i$	$1.584 + 0.1402i$	$2.816 + 1.366i$
30	$1.016 + 8.786 \times 10^{-5}i$	$1.118 + 9.644 \times 10^{-3}i$	$1.528 + 0.1686i$	$2.390 + 1.180i$
40	$1.016 + 1.043 \times 10^{-4}i$	$1.116 + 1.126 \times 10^{-2}i$	$1.479 + 0.1764i$	$2.158 + 1.016i$
60	$1.016 + 1.297 \times 10^{-4}i$	$1.111 + 1.252 \times 10^{-2}i$	$1.411 + 0.1643i$	$1.925 + 0.7793i$
80	$1.016 + 1.438 \times 10^{-4}i$	$1.107 + 1.226 \times 10^{-2}i$	$1.373 + 0.1434i$	$1.816 + 0.6252i$
100	$1.016 + 1.470 \times 10^{-4}i$	$1.105 + 1.142 \times 10^{-2}i$	$1.350 + 0.1243i$	$1.757 + 0.5191i$
160	$1.016 + 1.3832 \times 10^{-4}i$	$1.101 + 8.696 \times 10^{-3}i$	$1.321 + 0.0854i$	$1.684 + 0.3400i$
200	$1.015 + 1.248 \times 10^{-4}i$	$1.100 + 7.325 \times 10^{-3}i$	$1.313 + 0.0699i$	$1.665 + 0.2753i$
300	$1.015 + 9.538 \times 10^{-5}i$	$1.099 + 5.153 \times 10^{-3}i$	$1.305 + 0.0477i$	$1.646 + 0.1859i$

Tableau 5 - Indice de réfraction de la neige à 0 °C pour différents types de glace dans différentes fréquences – tiré de Sadiku, 1985

Frequency (GHz)	Refractive index ($N = n' + in''$)	
	$T = 0^\circ\text{C}$	$T = -5^\circ\text{C}$
0.6	$1.788 + 1.716 \times 10^{-2}i$	$1.784 + 9.54 \times 10^{-3}i$
0.8	$1.787 + 1.399 \times 10^{-2}i$	$1.783 + 7.732 \times 10^{-3}i$
1.0	$1.786 + 1.194 \times 10^{-2}i$	$1.783 + 6.568 \times 10^{-3}i$
1.6	$1.784 + 8.556 \times 10^{-3}i$	$1.782 + 4.658 \times 10^{-3}i$
2	$1.783 + 7.302 \times 10^{-3}i$	$1.782 + 3.957 \times 10^{-3}i$
3	$1.783 + 5.474 \times 10^{-3}i$	$1.781 + 2.941 \times 10^{-3}i$
4	$1.782 + 4.461 \times 10^{-3}i$	$1.781 + 2.383 \times 10^{-3}i$
6	$1.782 + 3.344 \times 10^{-3}i$	$1.781 + 1.771 \times 10^{-3}i$
8	$1.781 + 2.725 \times 10^{-3}i$	$1.781 + 1.435 \times 10^{-3}i$
10	$1.781 + 2.325 \times 10^{-3}i$	$1.780 + 1.219 \times 10^{-3}i$
16	$1.781 + 1.664 \times 10^{-3}i$	$1.78 + 8.638 \times 10^{-4}i$
20	$1.781 + 1.420 \times 10^{-3}i$	$1.78 + 7.336 \times 10^{-4}i$
30	$1.780 + 1.064 \times 10^{-3}i$	$1.78 + 5.452 \times 10^{-4}i$
40	$1.780 + 8.668 \times 10^{-4}i$	$1.78 + 4.416 \times 10^{-4}i$
60	$1.780 + 6.495 \times 10^{-4}i$	$1.78 + 3.282 \times 10^{-4}i$
80	$1.780 + 5.292 \times 10^{-4}i$	$1.78 + 2.659 \times 10^{-4}i$
100	$1.780 + 4.515 \times 10^{-4}i$	$1.78 + 2.258 \times 10^{-4}i$
160	$1.780 + 3.231 \times 10^{-4}i$	$1.78 + 1.601 \times 10^{-4}i$
200	$1.780 + 2.756 \times 10^{-4}i$	$1.78 + 1.359 \times 10^{-4}i$
300	$1.780 + 2.065 \times 10^{-4}i$	$1.78 + 1.01 \times 10^{-4}i$